

Л. П. Свириденко

ЛАДОЖСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

(геология, вулканоплутонизм, тектоника)



Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Институт геологии КарНЦ РАН

Л. П. Свириденко

**ЛАДОЖСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
(ГЕОЛОГИЯ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЗМ, ТЕКТНИКА)**

Петрозаводск
2019

УДК 551.263.037 + 551.432(470.22)
ББК 26.324(2Рос.Кар)
С24

Рецензент

докт. геол.-минер. наук А. И. Слабунов

Свириденко Л. П.

С24 Ладожская вулcano-тектоническая структура (геология, вулканоплутанизм, тектоника) / Л. П. Свириденко. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. – 98 с.

ISBN 978-5-9274-0844-3

На базе многолетних комплексных исследований вулканоплутонизма, метаморфизма, гранитизации и тектоники Приладожья впервые обосновывается индивидуальность Ладожской структуры, формировавшейся в течение длительного времени. Основа ее была заложена извержением трех людиковийских вулканов с формированием базальтового плато. При последующей эволюции платобазальтовый вулканизм сменился бимодальным мантийно-коровым. Энергетическим источником при эволюции Ладожской вулcano-тектонической структуры служила мантия Земли, поставлявшая базальты и флюиды посредством диапиризма. В результате был создан центр эндогенной магматической активности, завершившийся формированием неотектонической радиально-кольцевой структуры. Хотя металлогения вулканоплутонизма специально не изучалась, показана необходимость ее дальнейшего исследования, что будет способствовать повышению металлогенической значимости региона.

УДК 551.263.037 + 551.432(470.22)
ББК 26.324(2Рос.Кар)

ISBN 978-5-9274-0844-3

© Свириденко Л. П., 2019
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2019
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2019

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Предисловие	5
Глава 1. Геологическое строение Ладожской вулкано-тектонической структуры ..	6
1.1. Ладожская структура в строении Фенноскандинавского щита	6
1.2. Свекокарелиды	9
1.2.1. Комплекс фундамента свекокарелид	10
1.2.2. Сортавальская серия	13
1.2.3. Ладожская серия	16
1.3. Рифейские вулканогенно-осадочные образования	17
1.4. Эволюция магматизма Ладожской структуры	18
Глава 2. Вулканоплутонизм	20
2.1. Свекокарельский вулканоплутонизм	20
2.1.1. Людикийская габбро-норит – долерит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация	22
2.1.2. Людикийская тоналит-плагиогранит – дацит-риолитовая вулканоплутоническая ассоциация	28
2.1.3. Ливвийская габбро-перидотит (пироксенит) – пикрит-базальтовая вулкано-плутоническая ассоциация	31
2.1.4. Калевийская габбро-тоналит – базальт-риодацитовая вулканоплутоническая ассоциация	40
2.2. Рифейский вулканоплутонизм	49
2.2.1. Раннерифейская габбро-анортозит – рапакивигранитная ассоциация	49
2.2.2. Среднерифейская феррогаббро – долерит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация	52
2.2.3. Рифейский дайковый комплекс	53
Глава 3. Метаморфизм и гранитизация	61
3.1. Гранитизация	61
3.2. Метаморфизм	73
Глава 4. Тектоника	82
Глава 5. Проблемы минерогения	88
Заключение	93
Литература	94

ВВЕДЕНИЕ

Северное Приладожье – это хорошо обнаженный регион, расположенный в центральной части Европейского континента, поэтому еще с конца XIX столетия он был в центре внимания геологов-исследователей. Не останавливаясь на рассмотрении проблемных вопросов раннего периода геологических исследований, подробно изложенных ранее [Судовиков и др., 1970], отметим лишь, что они касались не только проблем геологии и тектоники Северного Приладожья, но и главных проблем докембрия. К ним, в частности, относится проблема фундамента протерозойских образований, а также проблема соотношения карелид и свекофеннид.

Несмотря на спорные частные вопросы, многие исследователи долгое время не только в Приладожье рассматривали протерозойские геологические образования свекофеннид, как геосинклинальные. Геосинклинальная теория активно привлекалась к докембрийскому периоду геологического развития благодаря тому, что в заключительную стадию докембрийского тектоно-магматического цикла проявлялись ультраметаморфизм и гранитизация, а это считалось определяющим для геосинклинального тектонического режима [Шуркин, Митрофанов, 1969; Павловский, 1975; Кратц, Митрофанов, 1980; Лутц, 1993 и др.]. Выделялись несколько складчатых деформаций. Образование магматических интрузивных пород связывалось с орогенцией. Соответственно выделены раннеорогенные, синорогенные, позднеорогенные и посторогенные интрузии. Вулканические породы изучались в составе стратиграфических разрезов, но палеовулканонологические исследования не проводились. Это естественно повлияло на качество как стратиграфических, так и тектонических работ.

В Северном Приладожье нами реконструированы руины нескольких вулканических построек и эруптивных зон ряда вулканов центрального типа [Светов, Свириденко, 1992]. Более того, доказано, что протерозойский вулканогенно-осадочный литогенез сортавальской серии полностью соответствует вулканогенно-осадочному литогенезу людиковия и суйсария Онежской структуры Карельского геоблока. Карельские и свекофеннские вулканогенно-осадочные образования формировались в едином режиме вулканизма и осадконакопления при образовании осадочно-вулканогенного чехла, но в условиях различных структурно-формационных зон.

В Карельской зоне (Карельский геоблок) протерозойский протоплатформенный чехол не гранитизирован, тогда как в пределах Свекофеннского геоблока (Северное Приладожье) одновозрастные сопоставимые вулканогенно-осадочные образования испытывали наложенную гранитизацию. В этом состоит их главное различие, так как сущность вулканогенно-осадочного литогенеза на всей сопоставляемой площади составляло формирование единого вулканогенно-осадочного чехла в едином мелководном бассейне осадконакопления [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992, 2005]. Это объясняет их наименование – свекокарелиды.

Нельзя не отметить, что при геологическом изучении Северного Приладожья обычно не учитываются геофизические данные, главными из которых является наличие комплексной геофизической аномалии, центральная часть которой расположена южнее г. Сортавалы [Исанина и др., 2004]. Эти данные хорошо согласуются с данными палеовулканонологических исследований, определяя индивидуальность Ладожской структуры. Показать эту индивидуальность является главной задачей предлагаемой читателю книги.

Решение этой задачи требует разносторонних обоснований. Замечания рецензента, доктора геолого-минералогических наук А. И. Слабунова, способствовали сосредоточению на главных из них и тем самым оказали неоценимую помощь. Глубокая признательность ему от автора.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Базальтовый вулканизм в докембрии – это главный корообразующий процесс. На статистической основе А. П. Светов установил, что от архея до современности интенсивность базальтового вулканизма постепенно снижается. Сотрудниками института геологии Карельского научного центра вулканизм Карелии активно изучался со второй половины XX в. Выявлено более 50 вулканических центров. Стало очевидным отличие проявления вулканизма докембрия от современного. В частности, вулканические центры не имеют поясового распределения, а группируются в отдельные незакономерно распределенные центры эндогенной магматической активности.

Проблемы палеовулканологии докембрия, рудообразование в докембрии, проблемы прикладной палеовулканологии и другие обсуждались на первом Всероссийском палеовулканологическом симпозиуме, который состоялся в Петрозаводске в 2001 г.

Вулканизм изучался по всей территории Карелии, включая Приладожье. На основании сорокалетних исследований А. П. Светов написал методику палеовулканологических исследований докембрия [Светов, Свириденко, 2005], с использованием которой нами проводились геологические исследования в Северном Приладожье [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 1995]. В результате построен опорный стратиграфический разрез сортавальской серии, обосновано наличие нескольких вулканических центров. Выявленные маркирующие горизонты, занимающие четкое положение в разрезе (известковистые конкреции и металлоносные сульфидные горизонты), способствовали при детальном геологическом картировании выделению совсем иного типа геологических структур. Составление сводной геологической карты Северного Приладожья показало отсутствие складчатых деформаций и орогенеза.

Несмотря на то, что эти результаты изложены в нескольких монографиях, они не учитываются и не обсуждаются [Геология и петрология свекофеннид Приладожья, 2000]. Роль проявленного вулканизма не оценена.

Изучение вулканоплутонизма способствовало установлению корневой питающей системы и выделению на территории Северного Приладожья Салминского центра эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005]. По определению центры эндогенной магматической активности представляют обособленные ареалы фокусированного магматизма. Поверхностным их выражением является совокупность сближенных вулканов, образующих область вулканических построек над общей системой магматического питания. Центр эндогенной магматической активности является основой для образования вулcano-тектонической структуры, для которой в настоящее время еще отсутствует определение ее геологического содержания. Нами она определяется [Светов, Свириденко, 2005] как разномасштабная по размерам и глубинности часть геологического пространства, организованная при взаимодействии радиальных и тангенциальных разломно-сдвиговых движений рамы, а также гидродинамики транскоровой системы магматического питания в ходе поступления к земной поверхности высокоплотных мантийных, мантийно-коровых расплавов и локализованная в узловых точках автоволнового геодинамического поля напряженной литосферы.

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛАДОЖСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

1.1. Ладожская структура в строении Фенноскандинавского щита

Ладожская структура расположена в юго-восточной части тектонического каркаса Фенноскандинавского щита в составе Свекофеннского геоблока, который в настоящее время считается общепризнанным [Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978; Светов Свириденко, 1991 и др.]. Граница между Карельским и Свекофеннским геоблоками проходит вдоль Ладожско-Ботнической шовной зоны (рис. 1), которая прослеживается на протяжении около 1000 км от Ладожского озера на юго-востоке до каледонских надвигов на северо-западе и фиксируется гравитационной ступенью, высокоградиентным магнитным полем, а также системой разломов, трассируемых геофизическими методами до глубины около 100 км [Земная кора..., 1978].

История формирования и проявления Ладожско-Ботнической шовной зоны от ятулия до раннего венда [Светов, Свириденко, 1991] свидетельствует об индивидуальности геологического развития Карельского геоблока и южной краевой части Фенноскандинавского щита (Свекофеннского геоблока). Поэтому отнесение северной части Ладожского региона к краевой части Карельского кратона без обсуждения [Балтыбаев и др., 1996] не может считаться признанным. Точно так же невозможно признать Мейерский надвиг [Балтыбаев и др., 1996, 2000] границей с Карельским кратоном, тем более что для его обоснования не представлена геологическая карта. На составленной нами геологической карте (рис. 2) в районе Мейери отсутствуют какие-либо изменения в характере купольных структур.

Северной границей Ладожской структуры, таким образом, служит Ладожско-Ботническая шовная зона тектонического каркаса Фенноскандинавского щита (см. рис. 1), которая имеет большое значение в создании и размещении Ладожской структуры [Светов, Свириденко, 1991]. Началом ее становления является образование ятулийского поднятия в центральной части Карельского кратона и формирование южного седиментационного бассейна. К границе среднего и верхнего ятулия приурочены контрастные знакопеременные движения, положившие начало образованию флексурного перегиба на современной границе Карельского и Свекофеннского геоблоков (см. рис. 1).

Ладожская структура образовалась в узле пересечения Ладожско-Ботнической шовной зоны с краевой флексурой Полканова. Людикийские вулканические постройки (Янисъярвинская, Кирьявалахтинская, Туливаранмякская) локализованы вдоль Ладожско-Ботнической шовной зоны, отступая от нее на несколько километров (см. рис. 2).

В северной части структуры преимущественным развитием пользуются людикийские вулканогенные образования сортавальской серии, развитые в обрамлении купольных структур комплекса фундамента. В юго-западной части региона предполагаемое развитие пород сортавальской серии слабо изучено. Так же как западные купола фундамента на севере структуры (см. рис. 2) они в центральной части содержат основание базальной толщи сортавальской серии с корой химического выветривания.

Об индивидуальности Ладожской структуры свидетельствует характер глубинного строения (рис. 3), согласно которому эта структура выступает в виде единого мантийного свода, центральная часть которого, будучи расположенной южнее г. Сортавалы, соответствует Салминскому центру эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005] и центральной части мантийного диапира. К центральной наддиапировой зоне Ладожской структуры приурочен калевийский вулканизм, являющийся завершающим для свекокарелид.

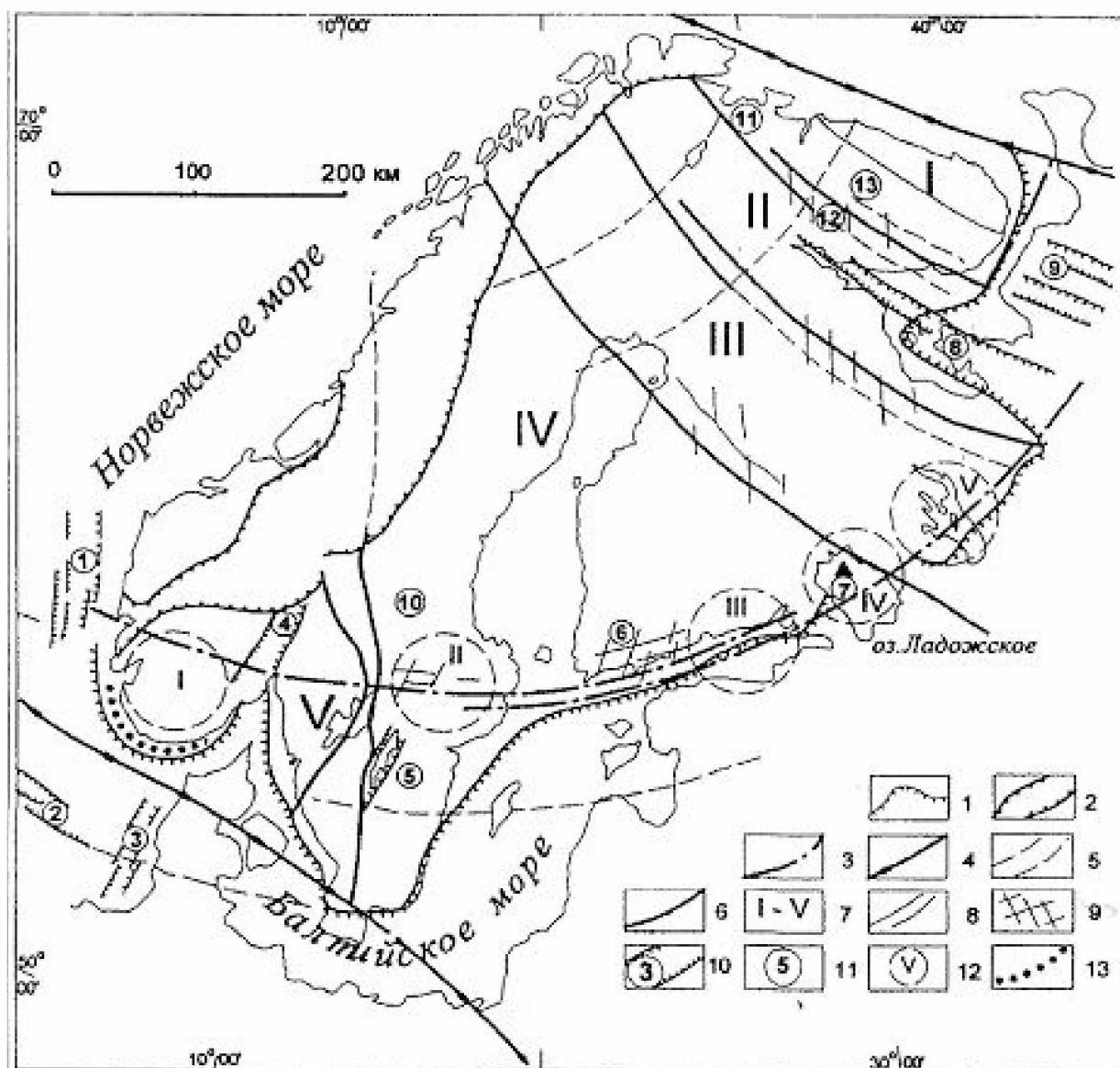


Рис. 1. Тектонический каркас Фенноскандинавского щита:

1 – граница платформенного чехла; 2 – границы каледонских покровов; 3 – осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 – краевые ограничения ФСЦ; 1 – Кольско-Канинская моноклинал (линия Карпинского); 2 – линия Торнквиста-Тейссейра; 5 – система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЦ; 6 – главные шовные зоны геоблоков: 1 – Гета-Эльв, 2 – Милонитовая, 3 – Протоджин, 4 – Ладожско-Ботническая, 5 – Беломорская, 6 – Ц. Кольская; 7 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IV – Свеккофеннский, V – Дальсландский; 8 – внутригеоблокные разломы; 9 – зоны сдвиговых дислокаций; 10 – горстограбеновые системы: 1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – Хорн, 4 – Осло, 5 – Веттерн, 6 – Финского залива, 7 – Ладожская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежско-Кулойская; 11 – вулканотектонические и тектоно-магматические структуры: 10 – Сильян, 11 – Печенгская, 12 – Хибинско-Лавозерская, Контозерская кальдера; 12 – сводовые купольные и депрессионные структуры: I – Телемарк, II – Бергслаген, III – Выборгская, IV – Ладожская, V – Онежская; 13 – Норвежский глубоководный желоб
Треугольником обозначено положение о. Валаам Ладожского озера

Рифейский вулканоплутонизм развит на юге Ладожской структуры. Здесь влияние на характер геологического развития оказывала краевая геофлексура Полканова. Таким образом, развитие Ладожской структуры в докембрии происходило в южном направлении от Ладожско-Ботнической зоны до геофлексуры Полканова. Тектоническая активность продолжалась вплоть до современности с наследованием докембрийской направленности тектонических движений [Светов, 1998]. В результате создана Ладожская радиально-кольцевая структура.

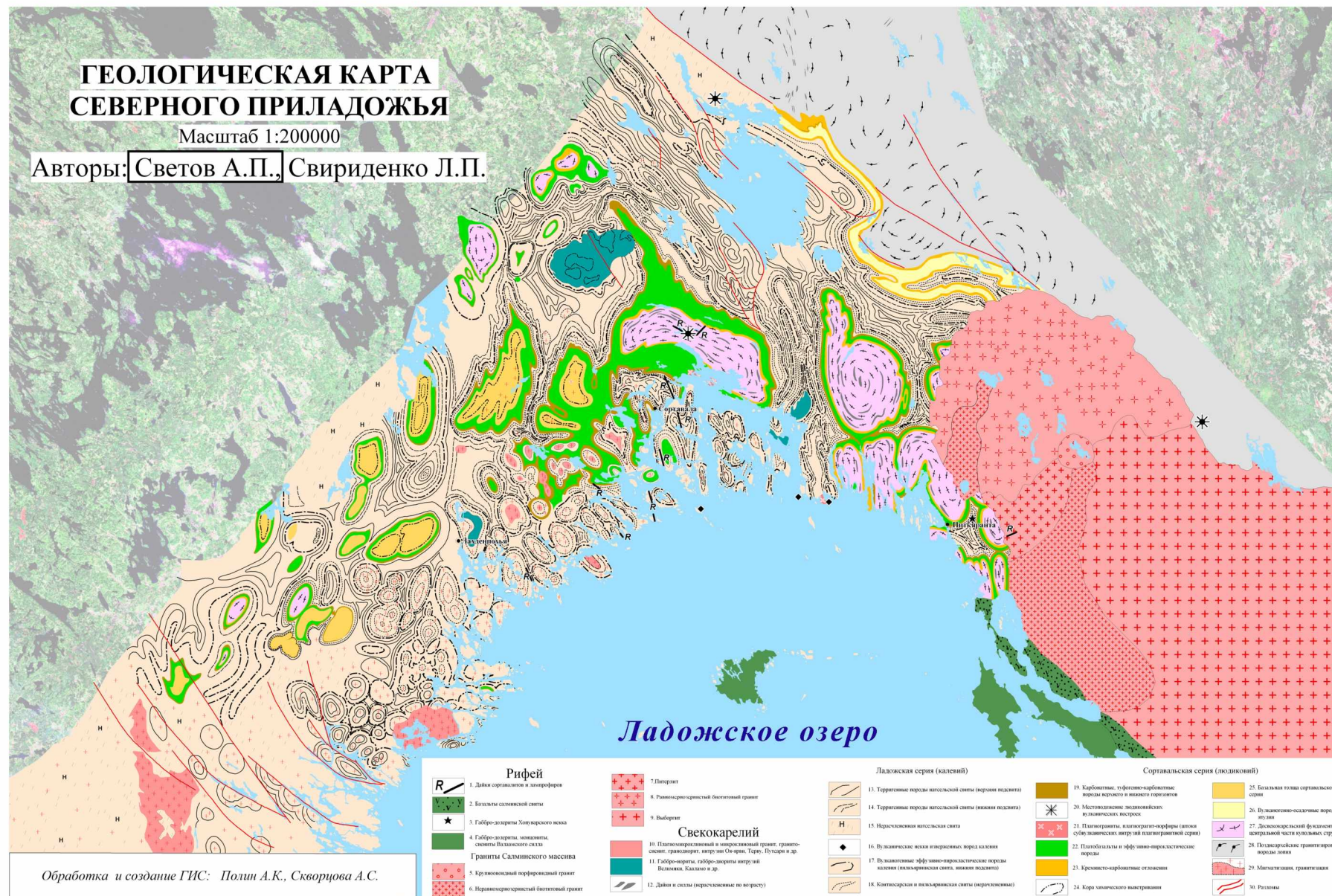


Рис. 2. Геологическая карта Северного Приладожья

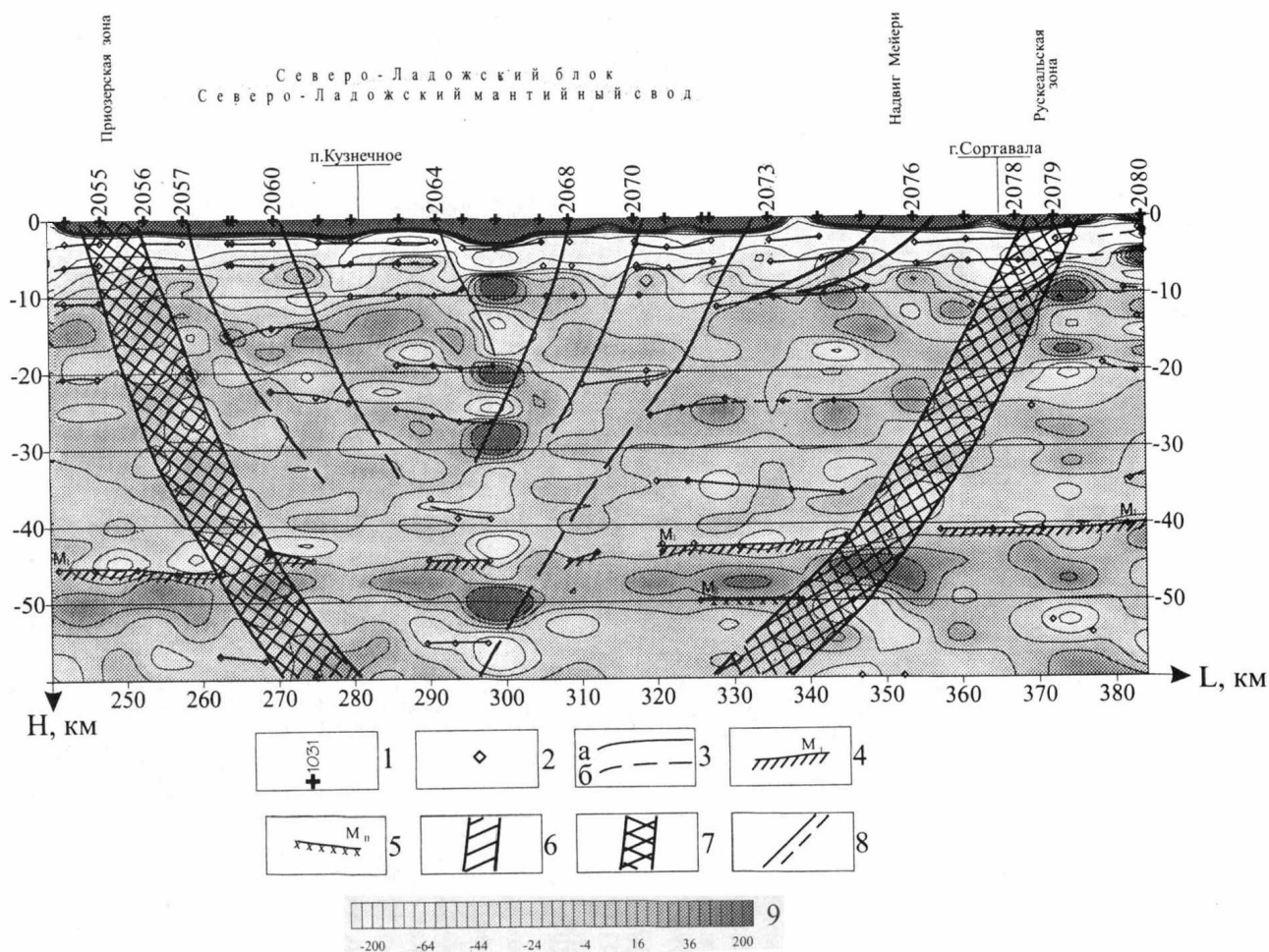


Рис. 3. Глубинное строение Сортавальского диапира по Э. В. Исаниной [Исанина и др., 2004]:

1 – пункты наблюдений и их номера; 2 – точки проявления обменных волн; 3 – границы обменов: а) уверенные, б) менее уверенные; 4 – кровля зоны перехода кора-мантия; 5 – подошва зоны перехода кора-мантия; 6 – мантийные разломы региональных зон; 7 – мантийные рифтообразующие зоны разломов; 8 – внутрикоровые разломы различной глубинности; 9 – обменоспособность среды, %

1.2. Свевокарелиды

Вулканогенно-осадочные образования в пределах Свекофеннского геоблока земной коры именуются обычно «свекофеннитиды», тогда как разновозрастные протерозойские вулканогенно-осадочные породы на Карельском геоблоке принято называть «карелиды». Вместе с тем подробное палеовулканологическое исследование этих пород на Карельском геоблоке [Светов, 1979] и не менее подробное в Северном Приладожье Свекофеннского геоблока [Светов и др., 1990; Светов Свириденко, 2005] позволило доказать, что на всей площади Фенноскандинавского щита разновозрастные протерозойские вулканогенно-осадочные породы формировались при вулканизме, протекавшем с одинаковой интенсивностью и эволюционной направленностью в пределах единого мелководного седиментационного бассейна. Различие заключается в тектонической обстановке.

На Карельском геоблоке протерозойский вулканогенно-осадочный чехол отлагался на гранитизированных позднеархейских вулканогенно-осадочных образованиях. При миграции седиментационного бассейна с Карельского геоблока в юго-западном направлении через Ладожско-Ботническую флексуру [Светов Свириденко, 1991], на площадь современной структуры, отвечающей Свекофеннскому геоблоку, изменилась тектоническая обстановка, суть которой заключается в отложении вулканогенно-осадочного чехла в пределах

Свекофеннского геоблока на раннеархейскую протокуру. В результате вулканогенно-осадочный литогенез не изменился, но в заключение цикла около 1800 млн лет породы испытывали региональную гранитизацию. Учитывая, что региональная гранитизация никак не сказывается на вулканизме и осадконакоплении, разновозрастные вулканогенно-осадочные образования лудиковия, ливвия и калевия Ладожской структуры уже многие годы относятся к свекокарелидам.

1.2.1. Комплекс фундамента свекокарелид

Ладожская структура содержит геологические образования от раннего лудиковия по средний рифей включительно. Лишь на границе с Карельским кратоном в долине р. Янисъйоки оз. Малое Янисъярви в узкой полосе развиты раннесвекокарельские терригенно-карбонатные отложения ятулия. Фундаментом для всех этих разновозрастных образований является архейский тоналито-гнейсовый комплекс протокуры.

Проблема фундамента свекокарелид на территории Свекофеннского геоблока является остро дискуссионной.

Эта проблема обсуждалась долгие годы [Eskola, 1949; Судовиков и др., 1970; Черноморский, 1980, 1984; Григорьева, Шинкарев, 1981; Сеница, 1984; Морозов, Гафт, 1985; Морозов, 1999]. М. А. Черноморский (1984) подробно рассмотрел условия формирования гранито-гнейсовых куполовидных структур различных типов и их эволюцию.

Главным предметом дискуссии было соотношение гранито-гнейсовых массивов купольных структур Северного Приладожья (см. рис. 2) с их слоистым обрамлением. Кроме того, по представлениям Г. Гаала [Gaal, 1986], раннепротерозойская кора в пределах Свекофеннского геоблока имеет ювенильный характер, и сиалический фундамент свекокарелид вообще отсутствует. Однако большинство современных исследователей считают, что центральные части Североладожских купольных структур, расположенных в приграничной зоне с Карельским геоблоком, представляют комплекс фундамента свекокарелид. В частности, в районе о. Маясаари нами охарактеризован контакт центральной части купольной структуры с базальной терригенной толщей сортавальской серии [Светов и др., 1990], не вызывающий сомнения в его седиментационном характере. Признаки активного контакта гранито-гнейсов фундамента с осадочными породами отсутствуют.

Мало внимания уделялось изучению состава комплекса фундамента. В частности, Л. И. Салоп относит к комплексу фундамента свекокарелид Приладожья свекокарельские вулканогенно-осадочные образования южнее г. Лахденпохья, претерпевшие гранулитовый метаморфизм [Салоп, 1979]. Сортавальский купол, как и ряд мелких близлежащих куполов, относились к окаймленным куполам комплекса фундамента, хотя в их центральной части наблюдаются гранитизированные породы ладожской серии и их реликты.

Не обсуждается также вопрос о том, какой архейский комплекс представляет собой фундамент свекокарелид в Приладожье: раннеархейский либо позднеархейский.

В этих целях одного изотопного датирования недостаточно, так как породы фундамента испытывали неоднократную тектоническую активизацию.

Ладожско-Ботническая шовная зона, являющаяся границей структурного сопряжения Карельского и Свекофеннского геоблоков, представляет собой переходный тип коры от новообразованной эпиархейской зрелой сиалической (Карельский геоблок) к нерегенерированной протокуре Свекофеннского геоблока. Образованию флексурного перегиба на границе Карельского и Свекофеннского геоблоков способствовали контрастные знакопеременные движения на границе среднего и верхнего ятулия [Светов, 1979]. В позднем ятулии сформировалось сводовое поднятие в центральной части Карельского геоблока.

Комплекс пород фундамента сортавальской серии обнажается в центральной части купольных структур, расположенных вдоль краевой части Свекофеннского геоблока на границе с Карельским геоблоком и прослеживающихся на территорию Финляндии [Pekkarinen, 1979].

В Северном Приладожье это – Кирьявалахтинский, Коккосельский и ряд более мелких куполов Питкярантской группы. Их современная форма, структура и состав формировались в течение длительного времени. Начало формирования купольных структур и последующая эволюция во многом определяются тектоническими движениями, связанными с развитием Ладожско-Ботнической шовной зоны [Светов, Свириденко, 1991]. На раннем этапе ее формирования происходило дробление коры, и разломная тектоника определяла расположение и форму блоков фундамента.

В современном эрозионном срезе обнажающийся в центральной части купольных структур комплекс фундамента представлен преимущественно биотитовыми тоналито-гнейсами, диорито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами и гранито-гнейсами. Жильные граниты – плагиомикроклиновые (табл. 1). Он является также фундаментом для позднеархейских, лопийских вулканогенно-осадочных пород Карельского геоблока. Имеются все основания рассматривать породы древнейшего фундамента, принадлежащими к верхней части глобальной архейской протокоры, образующейся за счет фракционирования синакреционного магматического океана [Шкодзинский, 2018]. Здесь отсутствуют породы, имеющие состав типично осадочного происхождения. Но подробно охарактеризовать их невозможно из-за интенсивности наложенных процессов. Изучение комплекса фундамента в пределах Карельского геоблока [Свириденко, 1980; Костомукшский рудный район, 2015] позволяет лучше понять характер наложенных процессов, приводящих к изменению состава пород фундамента и оценить их исходный состав.

Таблица 1

**Химический состав тоналито-гнейсов фундамента купольных структур
и гранитных тел в их составе**

	Тоналито-гнейсы					Граниты			
	880-2	571-2	1849-6	1849-1	Ср. состав	1849-4	1849-9	1841-1	1859-2
SiO ₂	60,78	62,56	66,36	67,3	64,35	68,32	78,5	69,04	70,32
TiO ₂	0,76	0,46	0,48	0,25	0,62	0,28	0,04	0,22	0,12
Al ₂ O ₃	14,70	16,72	14,79	14,24	16,13	13,5	11,78	14,55	15,41
Fe ₂ O ₃	2,18	1,01	0,88	2,6	1,85	2	0,14	1,35	0,6
FeO	5,60	4,67	3,35	2,16	3,99	2,16	0,79	1,8	1,47
MnO	0,05	0,023	0,052	0,08	0,09	0,043	0,007	0,021	0,016
MgO	4,70	1,66	2,17	1,46	1,85	1,48	0,2	0,92	0,67
CaO	2,38	5,19	2,24	6,42	4,85	2,42	0,43	1,56	0,78
Na ₂ O	2,72	3,00	5,35	3,43	3,91	4,48	4,56	3,54	4,78
K ₂ O	2,23	2,30	2,72	0,9	1,63	3,84	3,31	5,92	5,16
H ₂ O	0,27	0,06	0,12	0,14	–	0,36	0,12	0,12	0,09
ппп	3,17	1,46	1,11	0,84	–	0,98	0,09	0,56	0,29
P ₂ O ₅	0,17	0,32	0,28	0,12	–	0,12	0,015	0,11	0,06
Li ₂ O	0,0192	0,0043	0,0058	0,0009	–	0,0024	0,001	0,003	0,0014
Rb ₂ O	0,0158	0,0158	0,0185	0,0022	–	0,009	0,0173	0,0217	0,0128
Cs ₂ O	0,0015	0,0011	0,0002	0,0001	–	0,0003	0,0001	0,0002	0,0002
Сумма	99,7465	99,4542	99,9265	99,9432	99,27	99,9947	100,0004	99,7359	99,7804

Примечание. Тоналито-гнейсы, слабо измененные наложенными процессами, средний состав тоналито-гнейсов фундамента в пределах Карельского геоблока [Свириденко, Хейсканен, 1976].

Хорошо изученный на Карельском геоблоке крупный Вокнаволоцкий блок фундамента, на границе с которым находится Костомукшское железорудное месторождение, выделяется среди позднеархейских гранитизированных толщ характером геофизических полей, в том числе четко выраженной положительной гравитационной аномалией зонального строения.

В центральной части гравитационной аномалии преобладают породы диорито-гнейсового состава, к контактовой зоне постепенно сменяющие свой состав на плагиогранито-гнейсовый и гранито-гнейсовый. Петрофизическое изучение пород показало [Свириденко, 1974], что это связано с разуплотнением пород. Плотность их меняется в интервале 2,90 г/см³ – 2,60 г/см³.

Разуплотнение обусловлено, прежде всего, изменением состава плагиоклаза от андезина вплоть до альбита, появлением кварца, а также гранитизацией (с привнесом микроклина), которая наиболее интенсивно проявлена в краевой части блока и создает впечатление постепенных переходов с окружающими гранитизированными породами лопия. Положительный характер гравитационного поля является главным критерием для выделения раннеархейской протокры. Т

Тектоническая активность в пределах комплекса фундамента Ладужской структуры фиксируется в повышенной магмопроводимости архейских тоналито-гнейсов центральной части купольных структур в большом интервале геологического времени. В качестве примера рассмотрим Кирьявалахтинский купол, где установлен людиковийский вулканический центр [Светов, Свириденко, 2005]. В составе купола закартировано большое количество даек основного состава. Хотя они изотопно не датированы, но по вещественному составу сопоставимы с рифейскими дайками Южной Финляндии [Rämö, 1990]. Рифейские дайки более титанистые и отличаются резким преобладанием железа над магнием. Направление даек самое разнообразное (рис. 4).

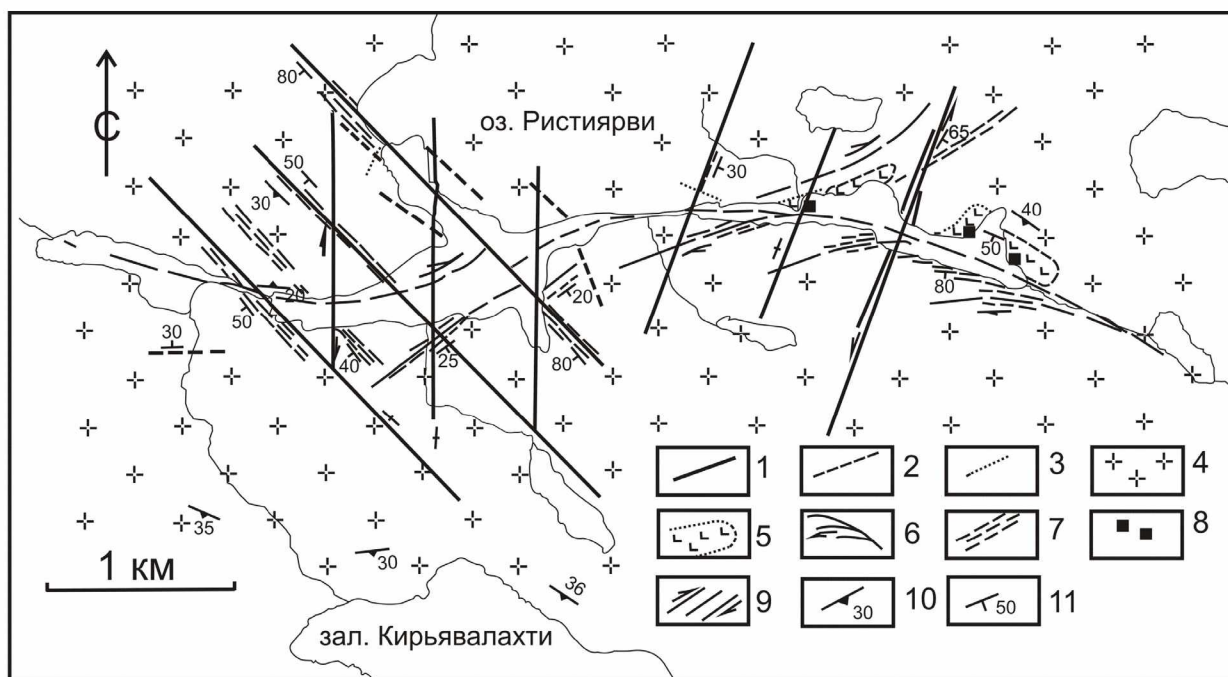


Рис. 4. Распространение протерозойских даек в досвекокарельском фундаменте оз. Ристиярви. Кирьявалахтинский купол:

1 – дайки рифейских долеритов; 2 – дайки основного состава свекокарелид; 3 – дайки свекокарельских плагиомикроклиновых гранитов; 4 – тоналито-гнейсы с наложенной свекокарельской гранитизацией; 5 – тела амфиболизированных основных пород свекокарелид; 6 – зона сдвиговых дислокаций поздне- эписвекокарельского возраста; 7 – зоны милонитизации и трещиноватости; 8 – зоны эпидотизации и сульфидной минерализации; 9 – линейные зоны трансструктурной среднерифейской – эпирифейской трещиноватости и сдвиговых дислокаций; 10 – гнейсовидность; 11 – элементы залегания

Как и в комплексе фундамента Вокнаволоцкого блока здесь развиты жилы субщелочно-го лейкогранита, сопоставимые по составу с гранитами рапакиви (см. табл. 1). В рифейской дайке встречен ксенолит плагиомикроклинового гранита, не отличающийся от аналогичного гранита свекокарельских даек. Такое разнообразие магматических пород в Кирьявалахтинском куполе свидетельствует о длительной магматической проводимости. Повышенное проявление тектонической активности в этом куполе, видимо, обусловлено еще и тем, что здесь выявлена вулканическая постройка Кирьявалахтинского вулкана. В куполе отдельными зонами проявлена трещиноватость, милонитизация. Сдвиговые зоны имели место как в свекокарельское, так и в рифейское время. Роль сдвиговых деформаций при формировании рассматриваемых купольных структур обоснована Ю. А. Морозовым (1999).

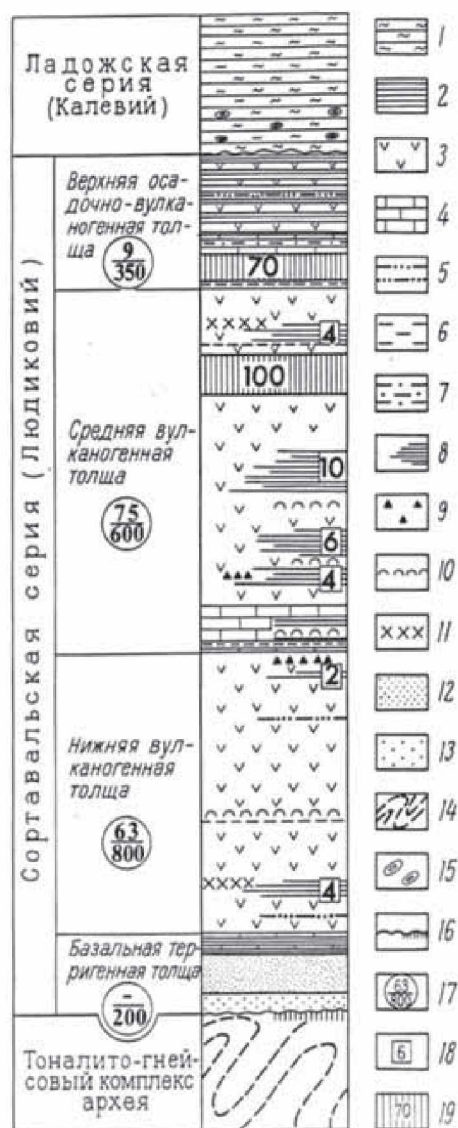
Тоналитогнейсы Кирьявалахтинского купола, как и других куполов, претерпели региональную гранитизацию и разуплотнение, что привело к изменению их состава вплоть до гранито-гнейсов. Изредка состав их сохраняется и сопоставим с составом ксенолитов, встречаемых в дайках долеритов. В целом изменение состава рассматриваемых пород определяется не только метасоматической гранитизацией, но и перекристаллизацией с укрупнением зернистости и перераспределением порообразующих минералов. Даже в слабо измененных наложенными процессами породах состав их непостоянный, но сопоставимый с тоналитогнейсами фундамента в пределах Карельского геоблока, где на территории Финляндии в районе Пудасъярви получен изотопный возраст более 3,5 млрд лет [Mutanen T., Nuhma H., 2003]. Формирование купольных структур происходит в условиях длительного поднятия и разуплотнения, захватывающего не только породы комплекса фундамента, но и свежескарельские вулканогенно-осадочные породы.

1.2.2. Сортавальская серия

Породы сортавальской серии подробно охарактеризованы [Светов, Свириденко, 1992]. Палеовулканологические исследования на территории Северного Приладожья способствовали составлению опорного стратиграфического разреза сортавальской серии. В настоящей работе ее характеристика дается в сокращенном варианте. В строении сортавальской серии выделяются четыре последовательно залегающие толщи: базальная терригенная, нижняя и средняя вулканогенные и верхняя осадочно-вулканогенная (рис. 5).

Рис. 5. Унифицированный разрез стратотипа сортавальской серии (Кирьявалахтинская зона):

1 – алевролиты, песчаники, полевошпатовые песчаники; 2 – туфы, туфоалевролиты; 3 – афировые однородные, миндалекаменные базальты; 4 – карбонатно-кремнистые породы, скарны, частично туфогенно-карбонатные сланцы; 5 – яшмы, яшмовидные силициты, кремнисто-туфогенные сланцы; 6 – углеродсодержащие алевролиты и туфогенно-карбонатные породы; 7 – сульфидсодержащие туфогенно-кремнистые алевролиты, туфопелиты, кремнистые сланцы; 8 – лавовые потоки и пакеты лавовых потоков плагиофировых базальтов и андезито-базальтов; 9 – агломератовые туфы, туфобрекчии плагиопорфировых базальтов и андезито-базальтов; 10 – шаровые, шарово-подушечные базальты и гиалокластиты; 11 – туфы андезито-дацитов и их лавы; 12 – песчаники, кварцито-песчаники; 13 – аркозовые песчаники и гравелиты; 14 – тоналитогнейсы, гранито-гнейсы; 15 – известково-кремнистые конкреции; 16 – поверхности размыва и континентального выветривания; 17 – максимальное число зафиксированных лавовых потоков (в числителе) и общая мощность (в знаменателе); 18 – число лавовых потоков в пакетах порфировидных базальтов и андезито-базальтов; 19 – перерывы в разрезе, величина в метрах



Базальная терригенная толща имеет переменную мощность (от первых метров до 300 м) и невыдержанный по латерали литолого-фациальный состав. Наиболее полно эта толща охарактеризована в связи с составлением опорного стратиграфического разреза сортавальской серии. В ее составе преобладают аркозы, аркозовые песчаники и полевошпатовые кварцито-песчаники.

Несмотря на близость состава базальной толщи с подстилающими породами она отличается четко проявленной полосчатостью и пластовой отдельностью. Если в основании разреза она существенно терригенная, то вверх по разрезу наблюдается увеличение туфогенного материала. Заканчивается разрез терригенной толщи пачкой туфов с прослоями терригенных и карбонатных пород мощностью около 40 м [Светов, Свириденко, 1992], которая характеризует смену терригенного осадконакопления на вулканогенное. Вверх по разрезу базальная терригенная толща постепенно переходит в вулканогенную.

Непосредственный контакт базальной толщи с подстилающими тоналито-гнейсами фундамента наблюдается на о. Маясари, где тоналито-гнейсы фундамента граничат с метапесчаниками [Светов, Свириденко, 1992]. Наиболее полный ее разрез размещается на островах Вуоратсу и Пайминсари. Характеризовать вещественный состав базальной толщи весьма сложно. С одной стороны, она представлена продуктами переотложения площадных кор выветривания и вверх по разрезу постепенно переходит в нижнюю вулканогенную толщу сортавальской серии, а с другой стороны, базальная толща, как и другие породы сортавальской серии, претерпела частичную гранитизацию. В качестве примера рассмотрим состав породообразующих минералов терригенных пород базальной толщи (табл. 2), географически разобщенных. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и биотит. Калишпат и мусковит распределены неравномерно. В целом неравномерность в распределении зерен породообразующих минералов и в их размерности наблюдается даже в одном шлифе, что, по-видимому, связано с наложенной перекристаллизацией.

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов в гнейсах базальной толщи людиковия

Минералы	Номер образца		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Сумма
Плагиоклаз	1617-17	1	63,46		21,82				3,57	9,64			98,49
		2	63,23		23,21				4,05	10,14			100,63
	1343	1	61,32		24,34				5,54	8,77	0,27		99,97
	181	1	65,97		21,68				2,18	10,67	0,42		100,92
		2	66,96		19,88				0,69	12,04			99,57
	1346-3	1	59,47		25,15				6,91	8,19			99,72
		2	59,48		25,52				6,88	7,7			99,58
Биотит	1617-17	1	37,49	3,38	15,59	19,95	0,49	10,27			10,57		97,74
		2	32,56	2,06	14,66	19,22		10,71			7,64		86,85
	1343	1	36,39	2,2	20,69	19,13		10,1			10,41		98,92
	1346-3	1	37,87	1,76	22,73	14,86		10,72			10,42		98,36
		2	36,47	1,97	19,87	15,7		10,69			10,42		95,12
Калишпат	1617-17	1	62,21		18,11					0,44	16,6		97,36
		2	63,89		18,36					0,58	16,72		99,55
	1346-3	1	51,71		27,13	3,09					11,65		97,31
		2	63,24		19,09						16,79	0,81	99,93
	181	1	64,04		18,52					0,71	16,43	0,74	100,44
		2	66,14		18,87						16,79		101,8
Мусковит	1343	1	46,0	1,02	35,77	0,99				0,63	11,59		96,0
	1346-3	1	64,68		20,28				0,82	1,69	14,06		101,53
		2	47,22	0,5	37,54	1,2		0,58			11,36		98,4

Состав плагиоклаза варьирует от андезина до альбита. По основному плагиоклазу развиваются альбит и кальцит, а также калишпат. Состав биотита также непостоянный, отличается переменным соотношением магния и железа и непостоянным содержанием TiO_2 . Калишпат и мусковит – вторичные минералы, связанные с наложенными процессами преобразования осадочных пород. Мусковит, как правило, развивается по биотиту, а калишпат, встречаясь спорадически, не имеет определенного положения в структуре пород. Иногда в нем наблюдаются повышенные содержания бария. По-видимому, он метасоматический.

В целом для характеристики базальной толщи главным является ее положение в низах разреза сортавальской серии, доказывая наличие сиалического фундамента, а также постепенное обогащение вверх по разрезу вулканогенным материалом. В западной части рассматриваемого региона метаморфизованные породы базальной толщи слагают центральную часть купольных структур в породах сортавальской серии (см. рис. 2), что согласуется со стратиграфическим расчленением.

Нижняя вулканогенная толща состоит из многочисленных лавовых потоков однородных афировых платобазальтов и лишь на двух уровнях выделены пакеты плагиофировых базальтов и андезито-базальтов. Мощность ее достигает 800 м. Весьма редко в составе нижней толщи встречаются шаровые и шарово-подушечные текстуры. Лавобрекчии и глыбовые лавы базальтов практически отсутствуют. Плагиофировые базальты в лавовых пакетах выполняют роль устойчивых маркирующих горизонтов.

С излившимися породами в разрезах толщи тесно сочетаются туфогенные породы. Туфы практически постоянно переслаиваются с туффитами, туфогенно-кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными породами. В составе нижней толщи широко распространены яшмы. Характерным членом разреза являются углеродсодержащие алевролиты.

Средняя вулканогенная толща мощностью до 600 м отделена от нижней пачкой туфогенных и туфогенно-карбонатных пород с пластами скарированных доломитов. Общей типоморфной особенностью ее разреза является максимальное развитие лав плагиофирового сложения, широко развиты андезито-базальты и андезиты. Афировые однородные базальты текстурно и структурно трудно отличимы от подобных пород нижней вулканогенной толщи. В составе нижней и средней вулканогенных толщ сортавальской серии изредка встречаются также вулканические породы кислого состава, но они еще недостаточно изучены. Среди туфов местами встречаются углеродсодержащие хемогенные кремнисто-карбонатные породы, нередко интенсивно сульфидизированные. Состав породообразующих минералов металлоносных осадков представлен в табл. 3. Кроме породообразующих минералов, присутствуют уранинит, барит и апатит. Судя по составу, металлоносные осадки сортавальской серии представляют собой продукт фумарольно-гидросольфатарной деятельности.

Таблица 3

Химический состав минералов металлоносных осадков сортавальской серии

Минерал	Образец	№	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	P_2O_5	F	PbO	BaO	UO_3	SO_3	сумма
Диопсид	1618–10	1	54,25	0,75	5,85	14,81	25,97							101,63
		2	57,12	1,21	7,53	20,04	14,29							100,19
Грюнерит	1616–7	1	51,51		29,26	5,38	12,28							98,43
		2	50,56	1,23	32,10	3,25	11,90							99,01
Куммингтонит	1618–12	1	54,57	2,78	2,32	25,36	11,82							96,85
Апатит	1618–10	1					58,92	43,69	3,15					102,76
Барит	1618–12	1									65,54		36,40	101,94
Уранинит	1618–12	1								23,11		81,21		104,32
		2								18,98		70,92		89,90

Примечание. 1616-7 – кварцит; 1618-10 – роговик; 1618-12 – скарн.

Для базальтов обычны небольшие количества титансодержащего магнетита (до 5 %), а также пирита, пирротина и реже халькопирита. Туфы в том или ином количестве содержат магнетит, пирит, нередко апатит.

Породы верхней осадочно-вулканогенной толщи сортавальской серии согласно залегают на подстилающих породах средней вулканогенной толщи и являются производными заключительных стадий вулканизма сортавальской серии. Разрез толщи начинается пачкой переслаивания туфоалевролитов и пелитовых туфов с туфогенно-карбонатными породами. Туффиты участками интенсивно пиритизированы и в ряде случаев являются углеродсодержащими. Их мощность составляет не менее 20 м. В целом эта толща по составу типично осадочно-вулканогенная, сложенная туфогенными, туфогенно-карбонатными, карбонатно-кремнистыми породами и не менее чем 9 лавовыми потоками базальтового состава. В разрезе верхней осадочно-вулканогенной толщи снизу вверх отмечается увеличение роли осадочно-вулканогенных пород, среди которых преобладают тонкослоистые пепловые туфы.

Характерной особенностью верхней осадочно-вулканогенной толщи является широкое развитие туфогенно-карбонатных и кремнистых хемогенных пород при явном подчинении базальтовых лав. Верхняя граница осадочно-вулканогенной толщи отчетливо фиксируется по довольно резкой литологической смене туфоалевролитов сортавальской серии алевролитами и песчаниками ладожской серии. Мощность верхней толщи весьма изменчива и достигает 350 м.

В верхах разреза сортавальской серии (Вуорио) выделяется пакет высокомагнезиальных пикрито-базальтовых и высокожелезистых толеитовых лав, переслаивающихся с их туфами, яшмовидными силицитами и карбонатными породами. Их мощность составляет 43 м. Они синхронны породам суйсарского вулканического комплекса Онежской структуры. U-Pb возраст циркона из вулканических пород сортавальской серии составляет 1,99 млрд лет [Glebovitsky et al., 1997].

1.2.3. Ладожская серия

Терригенные породы ладожской серии практически повсеместно с постепенными переходами либо с небольшим угловым несогласием залегают на подстилающих вулканогенных и осадочно-вулканогенных образованиях сортавальской серии. В ходе крупномасштабного геологического картирования Л. Н. Потрубович, Г. В. Макаровой ладожская серия подразделена на ряд свит, где в качестве базальных образований рассматриваются осадочные породы свиты контиосари, представленные песчаниками, кварцито-песчаниками, переслаивающимися с кварц-биотитовыми слюдистыми сланцами и конгломератами. Конгломераты развиты локально и имеют переменную мощность, достигающую 80 м. Мощность свиты контиосари составляет 50–200 м.

Вверх по разрезу следует пялкъярвинская свита, которая также считалась осадочной, но нашими исследованиями [Светов и др., 1990] в составе пялкъярвинской свиты выявлены вулканогенные образования. Нельзя не отметить, что наличие металлоносных осадков в породах ладожской серии послужило поисковым критерием для выделения здесь вулканических пород. В ладожской серии металлоносные осадки выделяются в виде отдельных сульфидных горизонтов среди осадочных пород, в составе которых преобладают пирит и пирротин. Иногда встречается халькопирит. На о. Ристисаари и ряде прилегающих островов в составе пород пялкъярвинской свиты установлено на нескольких уровнях 17 маломощных потоков массивных афировых и плагиопорфировых андезитов и андезито-базальтов, переслаивающихся с пепловыми литокристалло-кластическими туфами, туфоалевролитами, кремнистыми яшмовидными сульфидсодержащими сланцами, а также горизонтами песчаников, алевролитов и пелитовых сланцев. Лавовые потоки мощностью от 0,7 до 23 м иногда имеют четко выраженные подводные каналы. Важно отметить, что в ладожской серии, так же как в ливвии сортавальской серии, присутствуют высокомагнезиальная и высокожелезистая ветви базальтового вулканизма.

Установлена тесная пространственная и генетическая связь калевийского вулканизма с туфогенно-кремнисто-карбонатными породами и породами массового развития известково-кремнистых конкреций и стяжений. В свою очередь массовое развитие конкреций в ладожской серии является косвенным свидетельством их осадочно-вулканогенного происхождения. Общая мощность пялъярвинской свиты составляет 700–1300 м.

Вышележащая свита наатселька имеет постепенные переходы с породами подстилающей пялъярвинской свиты и в нижней части сложена алевролитами, кварцито-песчаниками, однородными кварцитами, слюдистыми сланцами. Алевролиты и кварцито-песчаники образуют ритмичное переслаивание. Верхнюю часть свиты слагают филлитовидные слюдистые сланцы, алевролиты, нередко переполненные известковыми конкрециями, которые являются характерными образованиями определенного стратиграфического уровня этой свиты, выполняя роль маркирующего горизонта. Общая мощность свиты около 0,8–1 км. Общая мощность ладожской серии достигает 2200–2500 м. Главной особенностью калевийской эпохи следует признать угнетенный и затухающий характер вулканических проявлений. Подробное изучение вулканизма и осадконакопления ладожской серии [Светов и др., 1990; Первунина, 2005; Светов, Свириденко, 2005] позволило сопоставить эти процессы с аналогичными процессами сортавальской серии и доказать, что свекокарельский вулканогенно-осадочный литогенез является единым и имеет свою эволюционную направленность. При этом главной особенностью калевийской эпохи является угнетенный и затухающий характер вулканических проявлений.

Завершается геологическое развитие свекокарелид региональной гранитизацией, относящейся к рубежу 1800 млн лет. Наиболее интенсивно она проявилась в центральной части Ладожской структуры. Гранитизация происходит в условиях сводового поднятия под воздействием мантийного флюидного потока, несущего в земную кору калий и сопутствующие редкие элементы (Ba, Sr, Rb, Li, Cs и др.). В результате формируются купольные структуры (см. рис. 2).

1.3. Рифейские вулканогенно-осадочные образования

Нижней границей раннего рифея является рубеж региональной пенеппенизации и континентального выветривания гранитизированных свекокарельских пород. К раннерифейским образованиям относятся породы свиты илола, мощность которых по данным Г. В. Макаровой составляет около 800 м. Свита сложена кварцитами, кварцито-песчаниками, алевролитами, конгломератами и гравелитами. Вулканогенные породы в составе свиты неизвестны. Снос терригенного материала происходил с севера, с обособившейся в раннем рифее Балтийской возвышенности.

На характер геологического развития в рифее главное влияние оказывала краевая флексура Полканова, определяющая границу между Фенноскандинавским щитом и Русской плитой. Начальное проявление рифейского вулканизма связано с образованием габбро-анортозит-рапакивигранитной ассоциации, возраст которой оценивается в интервале 1547–1530 млн лет.

На Салминском массиве гранитов рапакиви установлена кора выветривания [Кайряк, Хазов, 1967], представляющая основание салминской свиты. Далее следуют песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов мощностью 22 м, перекрытые базальтами и андезито-базальтами. Sm-Nd возраст базальтов салминской свиты составляет 1499 ± 68 млн лет [Богданов и др., 2003]. Установлено 6 лавовых потоков мощностью 85 м. Мощность салминской свиты достигает 120 м.

Завершает разрез среднего рифея в Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системе пашская свита мощностью до 154 м, залегающая с корой химического выветривания на базальтах салминской свиты. Она представлена красноцветными песчано-глинистыми и гравелит-песчанистыми отложениями с ожелезненным кремнисто-карбонатным и каолинистым цементом. Среди грубообломочных осадков нередки обломки розовых микрокварцитов.

1.4. Эволюция магматизма Ладожской структуры

Магматизм Ладожской структуры бимодальный мантийно-коровый. Эволюция происходит как по составу, так и по глубинности источника с севера в южном направлении. Преобладающим является мантийный магматизм, развитый преимущественно в вулканической форме благодаря извержению трех людиковийских вулканов (Янисъярвинского, Туливаронмякского и Кирьявалахтинского) на севере структуры (см. рис. 2). С ним генетически связаны интрузии основного и кислого составов, сопровождающиеся субвулканическими дайками соответствующего состава. Подробная характеристика вулкано-магматических ассоциаций адегея дана в главе 2 настоящего издания.

Наиболее представительным примером габбро является Кааламский массив. Количественно-минеральный состав его непостоянен. Преобладают роговообманковые габбро. В центральной части массива развиты роговообманково-пироксеновые разновидности, а в приконтактных частях, в связи с процессами гибридизма, породы достигают диоритового состава. Кислый интрузивный магматизм представлен малоглубинными интрузиями плагиогранитов и плагиогранит-порфиров. Наиболее крупные субвулканические тела имеют зональное строение. Их эндоконтактные части сложены преимущественно микропорфировыми тонкозернистыми разновидностями, переходящими к центру в полосчатые породы с полосовидными размещениями вкрапленников плагиоклаза. В центральной части преобладают порфировидные плагиограниты.

Южнее г. Сортавалы в сортавальской серии района пос. Вуорио в ливвийский этап вулканоплутонизма наряду с основными вулканоплутоническими породами образовались и ультраосновные. Представителями плутонических пород являются расслоенные интрузии Велимяки и Мякисало, содержащие в своем составе как габбро-нориты, так и пироксениты. Таким образом, в южном направлении происходит как омоложение магматизма, так и увеличение глубинности магматического источника. Это подтверждается также широким развитием в южной части Ладожской структуры калевийских магматических пород основного и ультраосновного состава. Однако в отличие от ливвийского, калевийский магматизм бимодальный мантийно-коровый. В нем так же, как и в ливвийском магматизме, присутствуют породы высокомагнезиальной и высокожелезистой серий.

Представителем габброидов является Пайкъярвинский массив габбро и гиперстеновых кварцевых диоритов вблизи г. Лахденпохья. Общей особенностью структуры всех пород является ксеноморфизм пироксенов по отношению к плагиоклазу. Петрографический состав их варьирует от габбро до гиперстенового и гиперстен-биотитового кварцевого диорита. Крупные пластовые интрузии габбро-гиперстенового кварцевого диорита мощностью в несколько десятков метров расположены на том же стратиграфическом уровне, что и сопоставимые по химическому составу калевийские лавы. Примером массивов более кислого состава с широким развитием тоналитов может служить Курккиекский массив [Саранчина, 1969].

Расположенные в южной части Ладожской структуры позднесвекокарельские массивы гранитоидов, Тервуский и Путсарский, тесно связаны с региональной свекокарельской гранитизацией. Они не имеют четких контактов с вмещающими породами и окаймлены зонами инъекционных мигматитов. Эти гранитные массивы, которые нередко рассматриваются как магматические, отражают интенсивное проявление метасоматической гранитизации в центральной наддиапировой зоне.

Рифейский бимодальный магматизм тектонически ассоциирует с краевой геофлексурой Полканова, развиваясь в южной краевой части Фенноскандинавского щита. Он также бимодальный мантийно-коровый, но существенно отличается от бимодального магматизма северной части Ладожской структуры. Главным его представителем является Салминский массив гранитов рапакиви и редкометалльных гранитов, возраст которых составляет 1546,7–1530 млн лет [Larin et al., 1996]. Доказано, что граниты рапакиви и редкометалль-

ные граниты представляют собой различные геохимические типы [Свириденко, 2014] и имеют магматические источники различной глубинности. В отличие от плагиогранитов северной части Ладожской структуры рифейские граниты южной ее части плагиомикроклиновые высококалиевые. Главной причиной геохимического различия гранитов рапакиви и редкометалльных гранитов является разный флюидный состав.

Граниты рапакиви характеризуются более высоким содержанием CO_2 , CO , CH_4 [Sviridenko, 1994] в отличие от биотитовых лейкогранитов, обогащенных фтором.

Граниты Салминского плутона в вертикальном разрезе перемежаются с габбро-анортозитами, габбро и габбро-норитами (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

Главным представителем среднерифейского магматизма Ладожской структуры является Валаамский силл габбро-долеритов мощностью более 200 м. Возраст его по бадделенту составляет 1459 ± 3 млн лет и 1457 ± 2 млн лет [Rämö et al., 2001]. В большом количестве в нем присутствуют жилы лейкогранита, сопоставимого по составу с гранитами рапакиви [Свириденко, Светов, 2008].

На всей площади Ладожской структуры распространены рифейские дайки долеритов [Светов, Свириденко, 1995], образующие отдельные пояса северо-западного простираения. В районе пос. Элисенваара встречены кимберлиты [Хазов и др., 1993]. Таким образом, для магматических пород южной части Ладожской структуры характерно проявление магматических пород, отличающихся большей глубинностью магматического источника и повышенной щелочностью. Следовательно, при формировании структуры в интервале времени примерно 500 млн лет (начиная с раннего лудиковия и по средний рифей) происходило последовательное увеличение глубинности магматических источников и повышение щелочности расплавов. Это относится как к основному, так и кислому магматизму.

ГЛАВА 2

ВУЛКАНОПЛУТОНИЗМ

Вулканоплутонизм докембрия – это главный корообразующий процесс, осуществляющийся под действием энергетики глубинных недр Земли и несущий в земную кору с мантийными расплавами и флюидами мантийное вещество, закладывающее основу для формирования полезных ископаемых.

Изучение вулканоплутонизма позволило выявить эволюцию магматического процесса рассматриваемой территории и обосновать индивидуальность Ладожской структуры и ее вулкано-тектоническую природу.

Многолетнее изучение разноглубинного магматизма [Светов и др., 1990, Светов, Свириденко, 1992, 1995, 2005] способствовало установлению генетических связей между магматическими породами разной глубины залегания. Поиски их соотношений составили одну из важнейших задач проведенных локальных палеовулканологических реконструкций.

Выявление этой связи необходимо по той причине, что вулканические серии, в отличие от интрузивных, имеют строго определенное стратиграфическое положение. Точность изотопного датирования недостаточна для корреляции разноглубинных магматических образований. Да и, кроме того, интрузивные аналоги вулканитов, начиная формироваться в максимумы вулканической активности, наибольшего развития достигают на стадии его угасания и завершаются, как правило, в значительном временном отрыве от лавовых серий. Дайки обычно предшествуют актам вулканоплутонизма, сопровождают и завершают их. Поэтому они всегда полихронны в составе ассоциации.

Изложенные ранее результаты исследований вулканоплутонизма [Светов и др., 1990] свидетельствуют о выдержанности химического состава одновозрастных изверженных пород. Учитывая важность химического состава для корреляции сопоставляемых пород, в настоящей работе мы представляем не средние составы главных типов пород, а весь имеющийся фактический материал, позволяющий проводить сопоставление химического состава разноглубинных пород при широкой вариации SiO_2 .

Благодаря блоковому строению земной коры Карелии здесь существуют благоприятные условия для прямого специализированного изучения разнофациальных и разноглубинных изверженных пород от лавовых толщ вулканических построек, их корневых зон до субвулканических срезов, включающих «интрузии под вулканами» в общем интервале глубин до 8 км. В процессе последовательного палеовулканологического изучения вулкано-плутонизма установлены центры эндогенной магматической активности, одним из которых является Салминский центр [Светов, Свириденко, 2005], заложивший основу Ладожской вулкано-тектонической структуры.

2.1. Свекокарельский вулканоплутонизм

Свекокарельский вулканоплутонизм Приладожья впервые подробно изучался при составлении опорного стратиграфического разреза сортавальской серии [Светов, Свириденко, 1992] с целью выявления генетических связей покровных излияний с разноглубинными магматическими телами. В результате этих исследований было установлено несколько вулкано-плутонических ассоциаций (табл. 4) с подразделением каждой из них на вулканические и плутонические серии изверженных пород. Это необходимо, прежде всего, для корреляции одновозрастного базитового вулканоплутонизма, развитого в пределах Карельского и Свеко-феннского геоблоков и для суждения о тектонических условиях их образования.

Таблица 4

Вулканоплутонические ассоциации Ладожской структуры

Возраст		Вулканоплутонические ассоциации изверженных пород	Плутонические и вулканические серии изверженных пород		Геологические объекты
Рифей	Rf ₂	Феррогаббро-долерит-базальтовая	Габбро-долеритовая		Габбро-долериты Валаамского силла, Хопунварский некк, дайки сортавалитов, дайки лампрофиров
			базальтовая		Базальты Салминской свиты
	Rf ₁	Габбро-анортозит – рапакивигранитная	габбро-анортозитовая кварцевый порфир – рапакивигранитная онгонит – редкометалльногранитная		Габбро-анортозиты Граниты Салминского массива и сопровождающие их дайки
Свекокарелий	Калевий	Габбро-тоналит – базальт-риодацитовая	Габбро-диорит-тоналитовая		Массив габбро-гиперстеновых диоритов Пялкъярви, силлы и дайки подобного состава в Юго-Западном Приладожье
			Базальт-андезит-риодацитовая		Лавовые поля островов Ристисари, Мустасари, Ихамиленсари, Маркатсимонсари мыса Импиниеми
	Ливвий	Габбро-перидотит – (пироксенит)-пикрит-базальтовая	Габбро-перидотитовая	высокомагнезиальная ветвь высокожелезистая ветвь	Пластовые и секущие тела перидотитов и пироксенитов. Массивы Велимяки-Мякисало, Райвимяки и Кайвомяки, Исоярви
			Пикрит-базальтовая	высокомагнезиальная ветвь высокожелезистая ветвь	Пос. Вуорио. Пакеты лавовых потоков вариолитовых и пикритовых базальтов, толеитовых базальтов и их туфов. Комплекс даек основного и ультраосновного состава, секущих ладожскую серию
	Людиковый	Тоналит-плагиогранит – дацит-риолитовая	Тоналит-плагиогранитная		Массивы Тенъярви, Пиенсуонсари, Варалаhti, Импиниеми, камерно-инъекционные субвулканические тела Кирьвалахтинского залива
			Дацит-риолитовая		Некки дацит-риолитового состава, туфы мыса Ораваниеми
		Габбро-норит – долерит-базальтовая	Габбро-норитовая		Массив Кааламо
			Долерит-базальтовая		Платобазальты сортавальской серии и их туфы Ораваниеми, оз. Рюттю, пос. Харлу, Хелюля, Хелмиярви, Кирьвалахтинского залива. Силлы, дайки габбро-долеритов Рюттю, Патаваара, Хелмиярви

2.1.1. Людиковийская габбро-норит – долерит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация

Габбро-норит – долерит-базальтовая ассоциация людиковия отражает наиболее раннее проявление мантийного базитового магматизма, заложившего основу формирования Ладожской вулкано-тектонической структуры.

Началом формирования ассоциации послужили массовые излияния платобазальтов в пределах Янисъярвинского, Кирьявалахтинского и Туливаранмякского вулканов. С формированием полей однородных не дифференцированных толеитовых базальтов и силлов габбро-долеритов на нескольких стратиграфических уровнях образовалось единое базальтовое плато. Общая мощность его составляет порядка 1700 м.

С достижением энергетического максимума платобазальтовая вулканическая деятельность в пределах магмоподводящих разломов сопровождалась внедрением пластовых интрузий габбро-норитового состава, а также многочисленных пластовых и камерно-инъекционных даек и силлов габбро-долеритов.

Характер лавовых излияний и химический состав людиковийских базальтов подробно охарактеризованы как по разрезу сортавальской серии, так и по площади [Светов, Свириденко, 1992]. Несмотря на некоторые метаморфические изменения химический состав базальтов устойчив. Он соответствует толеитовому базальту. Это задокументировано большим числом химических анализов. Главными петрохимическими признаками платобазальтов людиковия являются их высокая однородность, пониженная титанистость и щелочность, низкая степень окисленности железа, а также повышенная известковистость. В качестве примера приводится химический состав базальтов нижней части разреза сортавальской серии юго-западного борта Уксинского купола (табл. 5), устойчивого несмотря на амфиболизацию. Амфиболиты сложены плагиоклазом, амфиболом и рудным минералом. Амфиболизация базальтов происходит регионально за счет гидратации извергающихся базальтов.

Таблица 5

**Химический состав амфиболизированных людиковийских базальтов ЮЗ
борта Уксинского купола (окислы – мас %, элементы г/т)**

№ обр.	550-3	550-10	550-4	550-2	550-12	550-11	550-6	550-5	550-9	550-7	550-1	550-8	550-76
SiO ₂	46,94	47,44	47,74	47,78	48,00	48,42	48,50	48,60	48,86	49,38	50,16	50,66	51,76
TiO ₂	0,96	1,48	0,79	0,91	1,17	1,09	0,65	0,7	0,74	0,65	0,92	0,78	0,79
Al ₂ O ₃	17,22	15,28	15,21	16,26	14,96	15,01	15,21	15,29	14,19	15,21	17,27	13,39	14,99
Fe ₂ O ₃	1,59	1,71	1,63	2,31	1,22	1,36	2,31	1,91	1,34	1,99	2,55	1,3	1,31
FeO	10,41	11,78	10,2	10,48	11,14	10,56	9,05	9,77	9,77	9,33	9,19	8,91	9,62
MnO	0,212	0,19	0,212	0,212	0,184	0,19	0,19	0,21	0,2	0,25	0,21	0,198	0,17
MgO	6,52	6,6	9,04	7,03	8,62	8,32	8,64	8,24	9,37	8,84	6,25	9,27	6,96
CaO	11,48	9,74	10,78	9,8	9,74	10,02	9,52	11,7	9,67	8,68	10,08	10,3	8,28
Na ₂ O	2,52	3	2,38	3	2,26	1,89	3,19	1,5	2,72	2,79	3,35	2,71	3,81
K ₂ O	0,35	0,5	0,2	0,46	0,45	0,87	0,5	0,27	0,53	0,49	0,34	0,26	0,53
H ₂ O	0,53	0,09	0,2	0,54	0,04	0,06	0,3	0,29	0,04	0,39	0,77	0,07	0,13
ппп	1,72	1,87	1,55	1,85	2,1	2,2	1,91	1,48	2,12	1,83	н.обн.	1,69	1,68
Сумма	100,452	99,68	99,932	100,632	99,88	99,99	99,97	99,962	99,55	99,83	101,092	99,538	100,03
Zn	6000	7600	4600	6400	6900	6000	4100	4000	4200	5500	7100	3200	5100
Li	44	41	44	61	49	57	61	48	96	80	75	41	32
Rb	12	20	10	29	19	89	29	20	63	37	28	20	17
Cs	3	3	3	5	5	7	3	3	4	4	3	3	4
Ba	120	130	100	160	100	140	100	100	100	100	100	100	220
Sr	150	320	140	160	160	170	130	130	130	150	180	150	400
Cr	250	120	280	250	150	240	310	230	300	280	270	310	130
V	270	250	300	310	200	230	250	280	260	320	370	190	230
Co	50	45	40	54	40	48	40	37	42	40	64	32	46
Ni	120	110	120	130	110	140	140	110	130	150	150	120	110
Cu	56	73	73	16	100	130	47	78	270	59	53	51	110

При устойчивом составе людиковийских базальтов установлено местами их автометаморфическое изменение [Свириденко, 2013а, б]. Оно заключается в разрушении силикатных минералов и образований окислов.

Главными минералами гидротермально измененных базальтов являются плагиоклаз, роговая обманка, жедрит, биотит, хлорит, эпидот, анкерит (табл. 6). Присутствуют также разнообразные сульфиды и окислы: халькопирит, пирит, галенит, барит, рутил, ильменит, магнетит, карбонат, каолинит. Из набора минералов следует, что изменение базальтов происходит в широком температурном интервале. Развитие пирита, халькопирита, барита, образующихся, как в виде прожилков, так и отдельных вторичных минералов, связано с воздействием сернистого газа.

Таблица 6

**Химический состав минералов людиковийских толентовых базальтов
гидротермально-измененных**

	Образец	№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Плагиоклаз	760-227	1	55,85		27,99				9,48	6,68		100
		2	58,17		25,71				8,02	8,1		100
	760-228	1	58,50		25,16				9,02	7,33		100
		2	58,11		27,05				9,31	5,54		100
	760-229	1	56,93		26,16	1,46			8,22	7,23		100
		2	63,1		23,23				0,36	9,87		100
	760-230	1	56,44		31,06				4,61	7,90		100
		2	52,08		30,60				12,84	4,47		100
		3	52,14		30,06				13,41	4,38		100
	760-289	1	56,62		27				9,35	6,94		99,91
		2	69,27		19,77				–	12,18		101,22
Роговая обманка	760-227	1	47,15	0,79	12,28	15,82		12,55	11,42			100,01
		2	51,27		7,46	14,32		13,96	12,99			100
	860-228	1	47,46		9,14	20,59		9,97	12,85			100
		2	43,45	1,53	11,28	22,76		7,82	11,96		119	100
	760-230	1	45,46	1,28	11,12	19,13		10,69	12,33			100
		2	49,96		8,74	16,24		12,66	12,39			100
	760-289	1	46,71	0,38	10,34	20,15	0,37	9,04	11,14	0,57	0,47	99,17
		2	45,86	0,46	12,15	20,42		8,23	12,85	1,15	1,06	102,18
Жедрит	760-228	1	30,78		13,60	41,74		10,11	1,39			100
		2	38,03		17,21	27,34		14,08	2,55		0,78	100
	760-229	1	26,33		21,71	46,05		5,92				100
		2	28,32		18,6	49,76	0,79	1,61	0,42			99,5
	760-230	1	25,72		19,93	49,53		4,81				100
		2	28,67		22,83	31,37		17,12				
Биотит	760-228	1	38,64	1,76	15,24	24,67		11,46			8,24	100
		2	33,09	2,13	17,40	29,88		12,05			5,46	100
	760-229	1	35,58	1,17	17,23	26,98		12,59			6,45	100
		2	38,41	2,23	15,94	24,31		11,54			7,57	100
Хлорит	760-235	1	25,42		22,87	31,21		6,39	0,48			86,37
		2	26,32		25,45	34,72		6,81				93,54
	760-289	1	27,74		19,33	32,11		10,89				90,07
		2	24,45		20,02	24,27		14,01				82,75
Эпидот	760-228	1	37,43		28,28	8,97			25,33			100
	760-289	1	38,92		27,12	7,59			25,25			98,88
Анкерит	760-234	1	1,25		1,37	14,31	3,75	30,72	48,61			100,01
		2	2,45			8,42	4,54	33,41	51,18			100
	760-235	1	0,86		0,65	13,72		11,52	27,84			54,59
		2				11,1		11,94	31,46			54,5

Под воздействием газов группы углерода образуются анкерит и карбонат. Образование в большом объеме анкерит-каолинит-магнетит-кварцевой ассоциации фиксирует завершающую стадию гидросольфатарной деятельности, поскольку фумаролы с низкими температурами обычно насыщены CO_2 . Анкерит наблюдается в ассоциации с кварцем, хлоритом и каолинитом. Амфибол замещается эпидотом, образующим симплектитовые срастания с альбитом. Сохранность низкотемпературных минералов является признаком отсутствия в рассматриваемом регионе регионального метаморфизма.

В составе нижней вулканогенной толщи сортавальской серии в небольшом количестве присутствуют плагиопорфировые базальты и андезит-базальты (район пос. Харлу). От толеитовых платобазальтов они отличаются более высоким, но непостоянным содержанием кремнезема, а также более низким содержанием MgO , CaO и непостоянным содержанием K_2O , достигающим 2,69 % (табл. 7). Андезит-базальты преобладают. В лавовых пакетах они выполняют роль маркирующих горизонтов, прослеживающихся иногда на расстоянии 19–20 км.

Таблица 7

**Химический состав людиковийских плагиопорфировых базальтов
и андезит-базальтов пос. Харлу (окислы – мас %, элементы г/т)**

№ обр.	747-18	747-29	747-11	747-19	747-12	747-20	747-14	747-15	747-7	747-17	747-8	747-22	747-13	747-16
SiO_2	49,43	51,33	54,14	54,64	55,02	55,29	55,66	56,20	56,62	56,72	57,02	57,46	58,58	59,96
TiO_2	2,53	0,82	1,44	1,50	1,42	1,35	1,36	1,22	1,06	0,94	1,05	1,23	1,04	1,33
Al_2O_3	12,52	14,17	16,87	15,57	16,36	16,45	15,09	16,02	16,59	13,60	16,34	18,11	16,08	15,66
Fe_2O_3	2,53	1,22	1,47	2,02	1,84	1,02	1,64	0,60	1,28	1,21	1,75	1,61	0,92	0,27
FeO	13,92	9,07	8,76	9,88	8,33	7,90	9,05	6,66	7,76	8,09	7,33	5,75	6,82	6,81
MnO	0,224	0,19	0,08	0,174	0,108	0,138	0,10	0,098	0,10	0,178	0,108	0,094	0,09	0,11
MgO	4,83	7,45	3,38	2,12	2,67	1,73	3,73	1,40	2,87	2,10	2,57	1,36	2,72	1,94
CaO	9,13	8,99	4,07	5,90	5,75	4,77	4,35	6,72	2,94	8,70	3,65	3,93	2,94	4,76
Na_2O	2,08	3,00	5,34	5,34	5,57	4,91	5,53	7,36	5,00	3,68	5,88	6,00	6,47	6,80
K_2O	0,57	0,39	2,12	0,69	0,83	2,69	1,33	0,08	2,40	0,67	2,24	1,85	2,47	0,07
H_2O	0,05	0,09	0,17	0,06	0,18	0,09	0,19	0,23	0,10	0,18	0,14	0,06	0,18	0,14
ппп	1,90	3,20	1,25	1,64	1,52	2,95	1,11	2,69	2,40	3,74	1,44	1,92	1,48	1,31
P_2O_5	0,34	0,133	0,50	0,49	0,42	0,50	0,43	0,50	0,47	0,40	0,50	0,502	0,46	0,55
Сумма	100,054	100,053	99,59	100,024	100,018	99,788	99,57	99,78	99,594	100,208	100,018	99,876	100,248	99,71
S	0,085	0,04	0,05	0,06	< 0,01	0,081	0,03	0,06	0,04	0,09	0,03	0,4	0,02	сл.

Довольно неустойчивый состав и небольшое число лавовых потоков позволяют предполагать возникновение плагиопорфировых базальтов за счет корового гибридизма. В связи с этим вполне естественно их проявление в нижней вулканогенной толще сортавальской серии. Характерной особенностью структуры плагиопорфировых базальтов является присутствие вкрапленников плагиоклаза, в которых иногда проявлена зональность.

В эпицентрах лавовых излияний развиты пластовые силлы габбро-долеритов, а также пояса субвулканических базальтовых даек. И те и другие размещаются в широком вертикальном диапазоне от фундамента лавовых полей до перекрывающих осадочных пород. Главной особенностью вулканоплутонических образований является сопоставимость их петрохимических свойств, что является главным корреляционным признаком. Так в районе ур. Виссу людиковийские лавы и дайки при широком колебании их основности (табл. 8) вполне сопоставимы. Им свойственны низкая титанистость, пониженное содержание окисного железа и непостоянное содержание MgO .

**Химический состав людиковийских изверженных пород ур. Виссу
(окислы – мас %, элементы г/т)**

	Лавы						Дайки					
№ обр.	1950-1	1968-1	1952-1	1950-5	1969-1	1953-1	1946-1	1964-1	1963-2	1950-4	1963-1	1948,4
SiO ₂	46,24	49,24	50,28	51,20	56,02	59,48	48,76	49,34	49,90	49,96	50,24	52,00
TiO ₂	0,75	1,02	0,75	0,87	1,27	1,27	0,91	1,21	1,00	1,15	1,04	0,97
Al ₂ O ₃	11,33	14,01	14,75	13,09	12,28	13,10	13,60	14,19	14,32	12,92	14,57	14,08
Fe ₂ O ₃	1,18	2,75	1,34	0,74	2,95	0,66	0,54	1,15	1,14	0,94	1,54	0,34
FeO	9,20	9,10	9,05	8,69	8,38	9,48	10,13	11,21	10,13	9,41	9,77	9,41
MnO	0,241	0,212	0,134	0,146	0,177	0,203	0,192	0,209	0,225	0,150	0,188	0,152
MgO	13,84	8,11	9,70	10,50	5,27	3,64	10,81	8,28	7,78	10,10	8,59	9,9
CaO	11,58	9,32	8,05	8,9	8,05	5,51	9,04	6,07	10,03	9,6	8,19	6,50
Na ₂ O	1,20	3,30	3,11	2,99	2,97	2,62	2,65	2,37	2,96	2,80	3,53	3,78
K ₂ O	0,23	0,67	0,10	0,06	1,01	1,70	0,27	2,19	0,25	0,16	0,12	0,16
H ₂ O	0,45	0,04	0,14	0,13	0,02	0,14	0,22	0,31	0,18	0,08	0,04	0,15
ППП	3,37	1,61	2,26	2,35	1,07	1,91	2,58	2,95	1,91	2,13	1,74	2,23
P ₂ O ₅	0,06	0,10	0,09	0,11	0,15	0,21	0,09	0,14	0,11	0,12	0,12	0,09
Сумма	99,671	99,482	99,754	99,776	99,617	99,923	99,792	99,619	99,935	99,520	99,678	99,762
Zn	110	110	110	90	130	150	110	170	120	100	120	100
Li	180	34	23	40	36	242	43	127	17	63	37	34
Rb	26	20	4	4	22	40	7	72	8	8	5	5
Cs	30	11	9	8	10	18	9	22	10	13	9	8
Cr	170	280	368	856	110	64	648	140	248	504	272	560
V	52	470	480	440	460	416	544	624	504	480	496	456
Co	100	70	70	70	60	50	80	70	60	70	60	60
Ni	90	140	130	370	100	80	34	100	150	260	160	230
Cu	60	30	140	30	160	70	50	60	30	1000	70	20

Непостоянное содержание окиси калия (0,06–2,19 %) в вулканоплутонических ассоциациях можно объяснить наложенными метасоматическими процессами. Состав долеритовых даек в районе Кирьявалахтинского вулканического центра среди тоналито-гнейсов Кирьявалахтинского купола в районе оз. Ристиярви (табл. 9) соответствует составу людиковийского платобазальта, отличаясь лишь непостоянством K₂O. В то же время здесь присутствуют дайки долеритов (1841-2 и 1843-2, табл. 9), отличающиеся низким содержанием магния и близкие по составу с рифейскими дайками долеритов.

Вещественный состав крупного габбро-норитового Кааламского массива (табл. 10) сопоставим с базальтами вулканической серии людиковийской габбро-норит – долерит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации. В его центральной части развиты нориты и габбро-нориты, постепенно переходящие в роговообманковые габбро. К краевым частям массива состав пород постепенно раскисляется вплоть до диорита и кварцевого диорита [Свириденко и др., 1976]. Преобладает офитовая структура пород с четко проявленной трахитоидностью. Плагноклаз часто зональный. При этом в меланократовых разновидностях центральная часть его представлена битовнитом (80 % An), а краевая лабрадором (54 % An). В лейкократах разновидности ядра зональных зерен сложены лабрадором, а краевая зона – андезином. Это свидетельствует о малоглубинной природе Кааламского массива.

Диориты и кварцевые диориты краевых частей массива состоят из плагноклаза An₃₅₋₄₆, роговой обманки и биотита. Кварцсодержащие ассоциации наблюдаются в краевой части массива, а также слагают восточный тектонический блок.

Сходство химического состава интрузивных пород Кааламского массива и пород людиковийской вулканической серии дает дополнительный фактический материал для суждения о коровом гибрилизме людиковийской габбро-норит – долерит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации. Если состав габбро устойчив и сопоставим с составом людиковийских платобазальтов, то состав кварцсодержащих разновидностей Кааламского массива колеблется в широких пределах, постепенно раскисляясь в направлении контакта [Свириденко и др., 1976]. Учитывая широко проявленную трахитоидность в породах массива, такие вариации нельзя сравнивать с наложенными процессами. Более того, химический состав кварцсодержащих разновидностей пород Кааламского массива сопоставим с плагиопорфировыми базальтами лавового поля Харлу (табл. 11). Близкий состав кварцсодержащих пород, генетически близких и формировавшихся в различных условиях глубинности, реальнее всего может быть объяснен процессами гибрилизма мантийного толеитового расплава при его поступлении в земную кору.

Таблица 9

**Химический состав долеритовых даек в районе Кирьявалахтинского
вулканического центра оз. Ристиярви (окислы – мас %, элементы г/т)**

№ обр.	Дайки						
	1853-1a	1859-1	1853-1	1849-3	1854-2	1843-2	1841-2
SiO ₂	48,44	49,62	49,68	49,68	50,34	50,70	51,00
TiO ₂	1,19	1,22	1,15	0,91	0,98	1,11	1,90
Al ₂ O ₃	14,37	12,40	14,23	14,2	13,80	15,30	13,7
Fe ₂ O ₃	2,02	3,09	1,36	1,75	2,76	2,96	2,96
FeO	10,78	11,26	10,12	9,58	9,04	12,33	12,33
MnO	0,252	0,23	0,226	0,19	0,19	0,02	0,02
MgO	8,05	6,37	8,30	7,90	7,69	2,70	4,51
CaO	6,68	9,80	7,42	9,10	9,84	7,63	7,41
Na ₂ O	2,63	1,83	2,85	2,92	2,39	3,95	2,34
K ₂ O	2,90	1,18	2,32	1,37	0,90	0,91	1,57
H ₂ O	0,10	0,14	0,18	0,06	0,14	0,12	0,13
ппп	2,16	2,47	1,8	1,91	1,46	1,65	1,58
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,13	0,15	0,14	0,18	0,30
Сумма	99,762	99,79	99,766	99,72	99,67	99,56	99,75
Zn	250	130	210	120	120	170	160
Li	55	22	47	52	27	38	40
Rb	153	76	146	146	49	52	111
Cs	6	5	5	4	4	5	6
Ba			360		180	410	440
Sr			180		240	210	280
Cr	160	150	130	320	310	20	40
V	560	620	600	540	530	430	520
Co	50	60	70	50	60	50	60
Ni	90	80	100	120	110	40	60
Cu	10	50	40	180	130	80	150
Y			16				21
Zr			95				143
Nb			5				11
Pb			17				19
Th			< 7				< 7

Таблица 10

Химический состав габбро Кааламского массива

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	1760-2	1759	2680	2702	2690	2601	3004	1744
SiO ₂	44,06	45,40	46,22	46,56	47,44	47,82	48,66	48,98
TiO ₂	1,33	1,23	0,78	0,88	0,95	0,88	0,85	0,91
Al ₂ O ₃	11,2	12,58	18,13	18,41	11,17	13,08	19,67	16,69
Fe ₂ O ₃	3,86	3,66	2,4	2,36	1,74	2,71	1,74	2,96
FeO	10,56	9,48	9,33	9,19	8,69	8,33	8,33	8,41
MnO	0,214	0,065	0,202	0,19	0,178	0,184	0,16	0,189
MgO	12,65	11,19	6,72	5,82	11,89	12,56	5,02	6,7
CaO	11,85	11,99	10,36	11,76	13,18	9,66	10,00	10,37
Na ₂ O	1,68	1,59	2,38	1,87	1,52	1,75	3,16	2,42
K ₂ O	1,0	0,83	0,7	0,5	0,49	1,0	0,72	0,63
Rb ₂ O	0,0009	0,0009	0,0016	0,0009	0,001	0,002		0,0012
Li ₂ O	0,0017	0,002			0,0026			0,0032
Cs ₂ O	0,0007	0,0006			0,0007			0,0005
P ₂ O ₅	0,055	0,06	0,29	0,39	0,07	0,14		0,23
H ₂ O	0,09	0,07	0,15	0,1	0,11	0,31	0,15	0,14
ппп	1,55	1,5	2,11	1,67	2,02	1,19	1,56	1,21
Сумма	100,31	99,86	99,84	99,75	99,63	99,81	100,02	99,95
Cu	200	150			100			180
Co	110	110			90			80
Ni	190	210			110			90
V	968	872	540	510	992	630		728
Cr	720	728	110	70	356	1320		226
Zn					90			

Таблица 11

**Средний химический состав главных разновидностей вулканических
и plutонических пород людиковийской габбро-норит –
долерит-базальтовой ассоциации Ладожской структуры**

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,71	55,58	49,86	53,9	60,03
TiO ₂	1,06	1,31	0,74	0,56	0,39
Al ₂ O ₃	13,94	15,67	16,37	18,16	17,82
Fe ₂ O ₃	2,38	1,38	2,46	2,21	1,44
FeO	10,16	8,3	8,26	6,26	4,33
MnO	0,2	0,18	0,18	0,16	0,11
MgO	7,42	2,92	7,41	4,6	2,84
CaO	10,55	5,47	9,99	8,45	6,76
Na ₂ O	2,02	3,91	2,39	3,14	3,41
K ₂ O	0,3	1,31	0,71	1,00	1,43

Примечание. 1 – базальтовые лавы Кирьявалахтинской вулканической зоны; 2 – плагиопорфировые базальты района п. Харлу; Кааламский массив; 3 – габбро; 4 – диориты; 5 – кварцевые диориты.

2.1.2. Людиковийская тоналит-плагиогранит – дацит-риолитовая вулканоплутоническая ассоциация

Людиковийский кислый вулканоплутонизм генетически связан с развитием Кирьявалахтинского платобазальтового вулканического центра. Интрузивные и субвулканические тела плагиогранитной серии образуют протяженный пояс северо-западного простирания от Уксинского купола на юго-востоке. Они представлены дайками и небольшими малоглубинными интрузивными телами с переменным составом от диоритовых порфиров – плагиопорфиров до порфировидных диоритов, тоналитов и плагиогранитов. Их залегание обычно контролируется системами трещин отдельности вмещающих пород (рис. 6). О близком времени формирования свидетельствуют пересечения базальтовых даек плагиопорфировыми и массивов тоналитов – плагиогранитов – дайками базальтов.

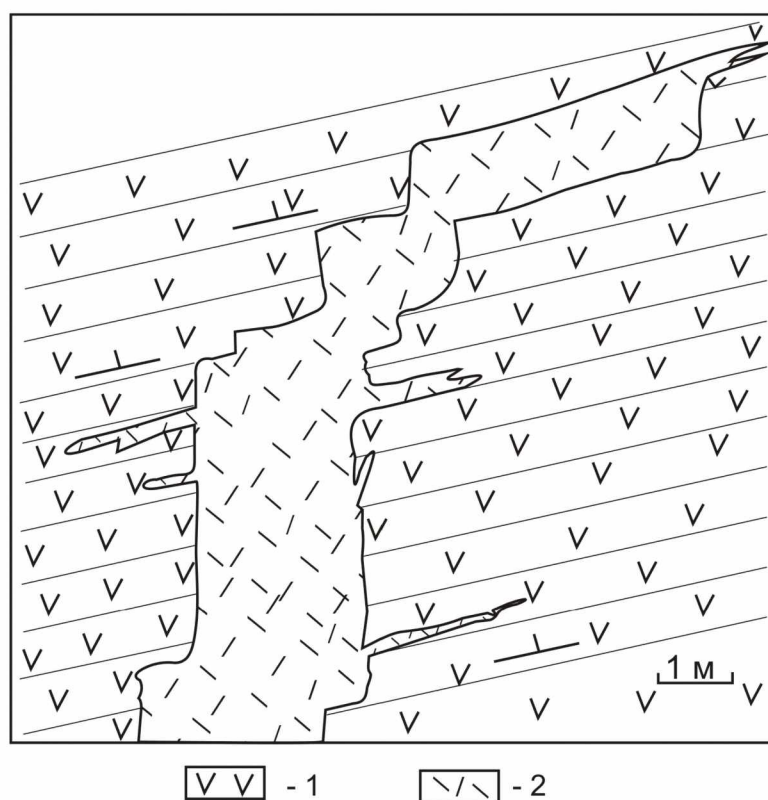


Рис. 6. Камерно-инъекционная дайка тоналит-порфира в базальтах сортавальской серии о. Хакасари:
1 – базальт; 2 – тоналит-порфир

Рассматриваемая вулканоплутоническая ассоциация представляет собой кислую ветвь людиковийского бимодального магматизма Ладожской структуры.

Залегание большинства субвулканических интрузий картируется в виде камерно-инъекционных тел. Наиболее крупные из них, Пиенсуонсарская и Импиниемская интрузии, сопровождаются дайками.

Теньярвинский массив площадью около 6 км² залегает среди пород сортавальской серии в зоне восточного контакта Кирьявалахтинского купола. Он имеет вторичную форму, огибая вместе с вмещающими породами Кирьявалахтинский купол. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц и биотит, содержание которых непостоянно. Рвущие контакты интрузии осложнены многочисленными ступенеобразными и послойными инъекциями гранитоидного расплава. Наблюдается полная сопоставимость интрузивной и субвулканической фаций. Средние составы интрузии Теньярви, отвечающие тоналиту и плагиограниту (табл. 12), отражены и в составе даек. При этом разрыв в химическом составе не наблюдается. Дайки размещаются либо в пределах Теньярвинского массива, либо на удалении от него.

Химический состав интрузии Теньярви и сопутствующих даек
(окислы – мас %, элементы г/т)

№ обр.	Средние составы интрузии		Дайки										
			738-5	738-10	754-3	754-2	747-2	748-2	738-12	725-3	747-1	747-4	747-27
SiO ₂	65,11	71,50	64,62	65,20	66,16	67,10	67,74	68,24	68,54	71,06	73,36	73,88	74,13
TiO ₂	0,35	0,8	0,28	0,33	0,25	0,25	0,22	0,27	0,25	0,15	0,08	0,08	0,11
Al ₂ O ₃	15,65	15,31	14,99	15,62	16,84	16,32	15,56	16,61	16,26	16,22	15,42	14,35	14,89
Fe ₂ O ₃	1,75	0,34	1,51	0,98	0,79	1,11	1,68	1,16	1,30	0,24	0,96	0,32	0,20
FeO	3,19	1,81	3,50	2,90	3,16	2,87	2,44	2,43	1,79	1,41	0,93	1,15	1,08
MnO	0,24	0,04	0,083	0,054	0,098	0,099	0,064	0,062	0,034	0,038	0,039	0,04	0,024
MgO	1,6	0,77	2,74	2,29	1,51	1,31	1,36	0,96	1,38	0,66	0,28	0,35	0,34
CaO	3,66	2,27	4,91	4,78	4,07	3,65	4,20	3,50	4,34	3,08	2,38	1,40	1,68
Na ₂ O	4,18	4,32	3,89	3,83	4,75	5,11	3,68	4,32	4,32	4,33	4,21	5,11	6,30
K ₂ O	2,22	2,9	1,78	1,78	1,18	1,09	1,00	0,90	1,20	1,55	1,00	1,65	0,65
H ₂ O			0,07	0,27	0,09	0,10	0,29	0,22	0,12	0,07	0,09	0,09	0,06
ППП			1,50	1,67	0,69	0,58	1,52	1,08	0,58	1,21	1,00	1,10	0,03
P ₂ O ₅												0,075	0,69
Сумма			99,873	99,704	99,588	99,589	99,754	99,752	100,11	100,018	99,749	99,595	100,184
Li	24	11			46	40	41	40	54	28	20	20	16
Rb	89	110			48	55	38	41	49	44	45	35	19
Cs	7	3			6	6	3	4	4	3	2	2	2

Интрузия Пиенсуонсаари прорывает амфиболовые сланцы сортавальской серии (рис. 7) и вытянута в северо-западном направлении. Площадь ее составляет 0,4 км². Приконтактная зона сложена тоналит-порфиром, который к центру интрузии постепенно переходит в порфировидный тоналит и затем в среднезернистый. Состав варьирует от тоналита до плагиогранита (табл. 13), но среди породообразующих минералов встречается роговая обманка.

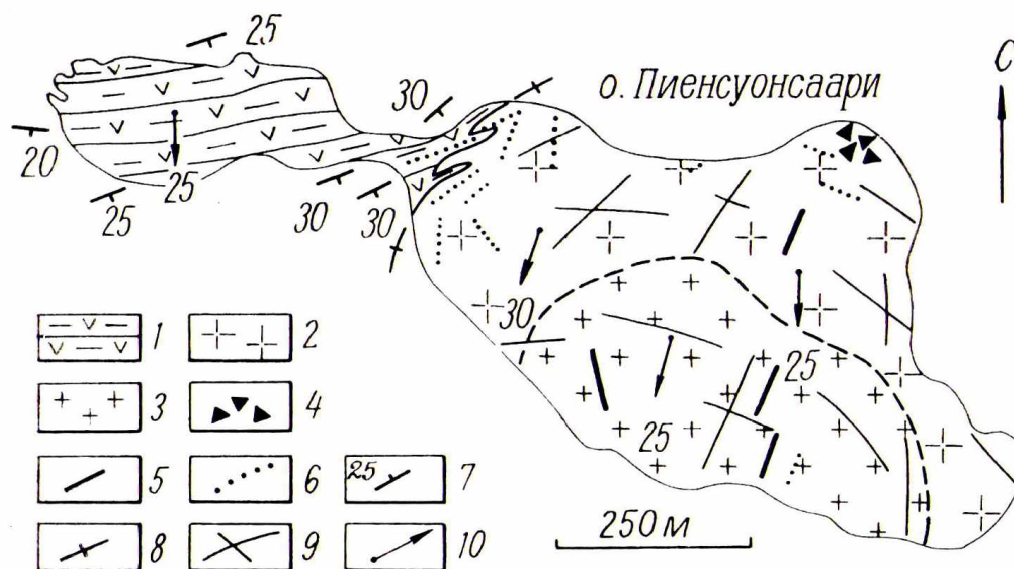


Рис. 7. Схема строения массива Пиенсуонсаари:

1 – амфиболовые сланцы сортавальской серии; 2 – тоналит-порфиры и плагиогранит-порфиры; 3 – тоналиты и плагиограниты; 4 – эруптивная брекчия; 5 – дайки базальта; 6 – субвулканические дайки, по составу отвечающие породам массива; 7 – слоистость вмещающих пород; 8 – вертикальное залегание контакта массива; 9 – главные системы трещин отдельности; 10 – линейность

**Химический состав пород интрузии Пиенсуонсаари и сопутствующих даек
(окислы – мас %, элементы г/т)**

	Ингуэзия									Дайки													
№ обр.	444-3	444-32	444-56	444-36	444-52	444-21	444-24	444-4	444-23	444-51	444-44	444-39	444-50	444-1	444-41	444-57	444-20	444-13	444-54	444-11	444-2	444-48	444-7
SiO ₂	64,90	64,94	65,94	66,00	66,96	67,12	67,62	70,70	72,00	48,4	50,68	50,88	66,48	66,96	68,30	69,64	69,90	72,46	72,70	72,76	72,88	73,24	76,28
TiO ₂	0,29	0,29	0,24	0,27	0,24	0,27	0,29	0,20	0,12	0,74	0,69	0,69	0,31	0,20	0,21	0,17	0,18	0,09	0,10	0,12	0,09	0,09	0,03
Al ₂ O ₃	16,08	16,06	15,81	16,09	15,56	16,61	16,08	15,61	15,61	12,36	14,65	16,04	15,76	16,66	15,32	16,63	16,15	15,21	14,65	15,21	15,67	15,19	15,73
Fe ₂ O ₃	1,51	1,44	0,79	1,76	0,93	1,16	1,44	1,00	1,12	2,74	2,92	2,91	0,77	1,13	0,72	0,24	1,04	0,88	0,58	1,04	0,72	0,10	0,40
FeO	3,30	3,01	2,44	2,72	2,59	2,37	2,29	2,15	1,14	7,97	7,18	7,01	2,73	2,15	1,87	1,58	1,58	1,00	1,01	0,86	1,14	1,01	0,71
MnO	0,084	0,056	0,074	0,076	0,069	0,064	0,071	0,05	0,041	0,224	0,184	0,19	0,072	0,067	0,056	0,042	0,049	0,026	0,034	0,035	0,034	0,029	0,005
MgO	2,13	2,16	2,12	1,94	2,52	1,77	1,73	1,46	0,20	10,38	7,21	6,4	2,22	1,16	1,61	0,76	1,00	0,40	0,40	0,40	0,30	0,50	0,10
CaO	4,48	4,76	5,19	3,92	4,91	3,92	3,32	2,80	2,38	11,21	9,88	9,46	4,91	3,36	4,91	4,00	3,00	1,96	2,73	2,26	2,24	2,38	1,26
Na ₂ O	3,70	3,82	4,14	3,95	3,23	4,05	4,05	3,70	4,81	1,88	3,41	3,50	3,79	4,30	4,18	4,14	4,47	5,16	4,98	4,70	4,46	4,73	3,16
K ₂ O	1,79	1,64	1,88	1,65	1,43	1,50	1,80	1,41	1,68	1,13	0,76	1,27	1,48	2,10	1,51	1,26	1,58	2,17	1,83	1,64	1,89	1,88	1,41
H ₂ O	0,13	0,13	0,10	0,16	0,16	0,25	0,12	0,20	0,08	0,10	0,20	0,13	0,17	0,07	0,17	0,10	0,20	0,11	0,10	0,14	0,09	0,08	0,15
ппп	1,59	1,15	1,42	0,89	1,08	0,54	0,77	0,78	0,36	2,63	1,63	1,37	1,10	1,65	0,99	0,87	0,30	0,46	1,01	0,62	0,42	0,74	0,40
P ₂ O ₅	0,136	0,108	0,100	0,108	0,100	0,096	0,108	0,080	0,044	0,180	0,210	0,200	1,120	0,098	0,090	0,060	0,052	0,032	0,020	0,032	0,024	0,030	0,004
сумма	100,12	99,56	100,24	99,53	99,78	99,72	99,69	100,14	99,59	99,944	99,604	100,05	100,91	99,905	99,936	99,492	99,501	99,958	100,144	99,817	99,958	99,999	99,639
Zn	80	60	60	60	50	60	60	40	40	170	120	30	70	70	50	40	50	40	30	40	30	30	10
Li	29	27	36	19	28	35	26	38	17	36	20	17	35	32	31	21	28	12	12	15	10	14	4
Rb	58	54	63	43	68	46	46	72	37	56	13	37	61	59	47	39	46	42	37	37	40	44	80
Cs	5	5	6	5	9	4	3	3	3	11	7	4	9	4	5	4	4	3	3	3	3	4	4
Ba	650	620	500	670	650	660	710	770	930	100	250	300	690	900	500	850	410	1100	1100	920	1100	1100	410
Sr	860	790	760	770	800	830	720	570	630	480	660		740	1000	830	1000	1200	600	620	650	760	630	240
Cr	250	260	650	320	230	200	150	180	220	810	310	170	220	180	180	130	140	120	150	170	130	150	130
V	70	120	120	100	120	100	100	70	100	440	420	390	220	100	110	70	100	100	80	100	100	70	100
Co	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	80	60	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Ni	не обн.	40	50	30	50	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	150	70	50	50	не обн.	50	50	не обн.	не обн.	50	не обн.	не обн.	50	не обн.
Cu	70	10	10	10	20	не обн.	не обн.	60	не обн.	50	30	10	20	30	10	10	не обн.	не обн.	20	не обн.	30	10	не обн.
y	<10	<10	<10	<10	11	<10	<10	<10	<10	13	20		<10	120	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	11	<10
Zr	85	74	93	74	87	91	80	120	78	48	50		80	120	94	110	98	79	77	78	78	77	34
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	9		10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	

Состав даек сопоставим с составом интрузии. Встречены также секущие дайки основного состава. Общей особенностью химического состава разнофациальных пород тоналит-плагиогранит – дацит-риолитовой вулканоплутонической ассоциации является высокое содержание кальция при низком содержании щелочей (с преобладанием Na над K) и широкая вариация содержания SiO_2 . В районе мыса Ораваниemi полуострова Веккалаhti имеются признаки вулканических образований рассматриваемой ассоциации. В околожерловой зоне двух неков фельзит-порфиров и порфировидных гранитов наблюдаются апофизы фельзит-порфиров [Светов и др., 1990]. В пачке туфогенно-осадочных пород присутствуют туфы и туффиты.

Людикийские вулканоплутонические ассоциации основного и кислого составов пространственно и генетически сопряжены. Образование кислых членов бимодального людикийского магматизма нами рассматривается как результат плавления архейского тоналитогнейсового фундамента под воздействием толеитовых даек [Светов, Свириденко, 1992].

2.1.3. Ливвийская габбро-перидотит (пироксенит) – пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация

В Северном Приладожье эта ассоциация впервые выделена А. П. Световым (1984), что способствовало доказательству идентичности проявления свекокарельского вулканоплутонизма в пределах Карельского кратона и Северного Приладожья. Ливвийский этап вулканоплутонизма соответствует стадии спада активности свекокарельского мантийного магматизма. Ливвийская вулканоплутоническая ассоциация формировалась только в пределах наиболее активных эруптивных центров и обычно на завершающей стадии развития вулканов щитового типа в режиме глубокой эволюции родоначальных магм в периферических магматических очагах [Светов, 1984].

Магматические расплавы в периферических очагах в процессе ликвационного расщепления и последующего кристаллизационного фракционирования обусловили образование двух главных серий – пикритовых базальтов и толеитовых базальтов, в каждой из которых отчетливо проявились высокожелезистые и высокомагнезиальные ветви как в интрузивной, так и в вулканической фациях.

Вулканиды пикрит-базальтовой серии сопровождаются дайками перидотитов и пироксенитов, которые обычно секут нижнюю часть разреза ладожской серии. Мощность их колеблется от десятков сантиметров до первых метров. Ярким примером проявления пикрит-базальтовой серии является обнажающийся в районе пос. Вуорио в верхах разреза сортавальской серии пакет из пяти лавовых потоков афировых и микропорфировых плагиоклаз-пироксеновых базальтов и пикритовых базальтов [Светов и др., 1990]. Высокомагнезиальные и высокожелезистые вулканиды переслаиваются в пределах одного обнажения, что однозначно свидетельствует об их магматической природе. Ультраосновной состав высокомагнезиальных разновидностей (табл. 14) определяется низким содержанием глинозема и щелочей. Высокожелезистые базальты отличаются более высоким содержанием ванадия, а высокомагнезиальные – никеля и хрома.

Микрозондовый анализ породообразующих минералов магнезиальных разновидностей (834А) и железистых разновидностей (834Б) уточняет индивидуальность их вещественного состава (табл. 15). Высокомагнезиальные вулканиды содержат высокомагнезиальные темноцветные минералы, основной плагиоклаз и клинопироксен, отсутствующий в железистых вулканидах. Последние в свою очередь отличаются более высоким содержанием TiO_2 в темноцветных минералах и кислым составом плагиоклаза. В целом магнезиальные разновидности соответствуют пикритовым базальтам, а железистые – толеитовым базальтам.

Габбро-перидотитовая ливвийская плутоническая серия также содержит высокомагнезиальную и высокожелезистую ветви. Пластовые и секущие тела перидотитов и пироксенитов развиты как в составе сортавальской, так и ладожской серии. Главными представителями габбро-перидотитовой ассоциации являются массивы Велимяки и Мякисало (рис. 8), испытавшие наложенные процессы, но сохранившие свою первичную природу, свидетельствующую о содержании в их составе габбро-норита и пироксенита.

Таблица 14

Химический состав ливвийских лав района пос. Вуорио

Высокожелезистые								Высокомагнезиальные					
	834-12	834-14	1903-1	1904-2	834-7	834Б	834-1	834-18	834-15	834-22	1902-2	834-20	834А
SiO ₂	47,28	47,34	49,16	49,32	50,30	50,80	51,40	43,80	44,32	45,80	46,24	46,50	48,88
TiO ₂	1,94	1,88	0,89	1,5	1,02	1,67	0,82	0,81	0,92	0,73	0,4	0,83	0,44
Al ₂ O ₃	13,2	12,97	13,9	13	14,1	13,5	13,12	9,2	9,65	9,14	12,5	10,23	1098
Fe ₂ O ₃	2,89	2,86	2,42	1,9	1,35	4,31	1,34	1,7	2,55	2,75	2,69	2,29	1,46
FeO	12,33	12,81	9,34	12,69	9,22	10,99	8,69	9,46	8,86	8,14	8,38	8,74	8,04
MnO	0,23	0,21	0,184	0,232	0,186	0,237	0,174	0,174	0,252	0,209	0,208	0,191	0,199
MgO	6,83	6,23	7,9	6,57	7,95	5,22	9,17	22,17	19,3	18,92	14	16,77	14,22
CaO	9,97	10,25	9,94	9,8	9,13	6,13	9,69	6,6	8,28	9,55	10,78	9,41	8,98
Na ₂ O	2,26	1,71	2,7	2,66	2,82	3,67	2,82	0,53	0,72	0,83	1,44	1,11	1,3
K ₂ O	0,6	1,09	0,89	0,49	1,67	1,42	0,46	0,06	0,1	0,27	0,58	1,18	2,15
H ₂ O	0,09	0,12	0,12	1,14	0,16	0,17	0,13	0,22	0,22	0,11	0,14	0,18	0,13
ппп	1,67	2,15	2,24	1,07	1,63	1,59	1,62	5,05	4	2,66	2,17	1,95	2,72
P ₂ O ₅	0,22	0,198	0,17	0,23	0,11	0,32	0,26	0,056	0,15	0,1	0,07	0,104	
Li ₂ O			0,0017	0,0016		0,0035					0,0015		0,0043
Rb ₂ O			0,0029	0,0011		0,0045					0,002		0,0059
Cs ₂ O			0,0004	0,0004		0,0011					0,0003		0,0005
Сумма	99,64	100,01	99,95	99,74	99,86	100,04	99,92	100,21	99,67	99,64	99,88	99,82	99,5
Ba	116	231			445	620	347	116	116	не обн.		231	370
Sr	170	340			255	140	340		не обн.				130
Cu	878	295	10	230	56		24		не обн.	263	10		
Co	78	78			63		40	118	102	126		96	
Ni	94	94	90	90	109		244	1012	761	1040	420	855	
Zn			100	120							100		
Cr	153	68	130	130	314		438	1510	1190	1640	1110	1020	
V	347	347	240	300	297		224	168	229	246	210	246	

Таблица 15

Микрозондовый анализ породообразующих минералов ливвийских
вулканических пород в районе пос. Вуорио

Минералы	Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Плагиоклаз	834-А	1	58,27		26,34			8,22	7,17		100
		2	57,53		26,64			8,04	7,79		100
	834-Б	1	62,67		23,06			4,37	9,9		100
		2	63,9		22,4			5,06	8,64		100
	834-В	1	63,03		23,68			4,44	9,45		100,6
		2	63,64		24,09			4,89	9,4		102,02
		3	68,98		20,32			0,76	12,09		102,15
	834-А	1	50,26		6,57	9,74	15,69	12,53	0,71	0,51	96,01
		2	52,35		6,84	10,15	16,34	13,05	0,74	0,53	100
Амфибол	834-А	1	49,34		6,74	9,2	15,38	12,38	0,86	0,37	94,27
		2	48,69		6,99	9,55	0,47	15,36	12,28	0,75	94,59
		3	51,74		6,37	9,01		16,39	12,4	0,77	97,1
	834-Б	1	43,76	0,97	9,72	22,09	8,01	11,16	1,3	0,55	97,56
		2	39,03	1,05	7,98	19,41	7,7	9,98	1,45	0,38	86,98
		3	44,54	1,09	10,63	22,36	8,02	11,23	1,65	0,49	100,01
	834-А	1	37,77	1,41	17,38	13,15	15,32			9,91	94,94
		2	36,81	1,37	17	12,79	15,64			9,14	92,75
		3	36,68	1,57	16,43	12,97	16,75			8,87	93,27
Биотит	834-Б	1	35,4	2,58	14,48	25,84	9,88			8,46	96,64
		2	35,46	2,31	14,59	23,7	8,25			9,07	94,38
		3	36,72	2,87	14,19	24,52	9,58			9,54	97,42
	834-В	1	36,35	2,45	15,47	23,59	9,95			9,42	97,23
		2	36,45	2,41	15,51	22,94	9,74			9,53	96,57
	834-А	1	63,6		18,04					17,26	98,9

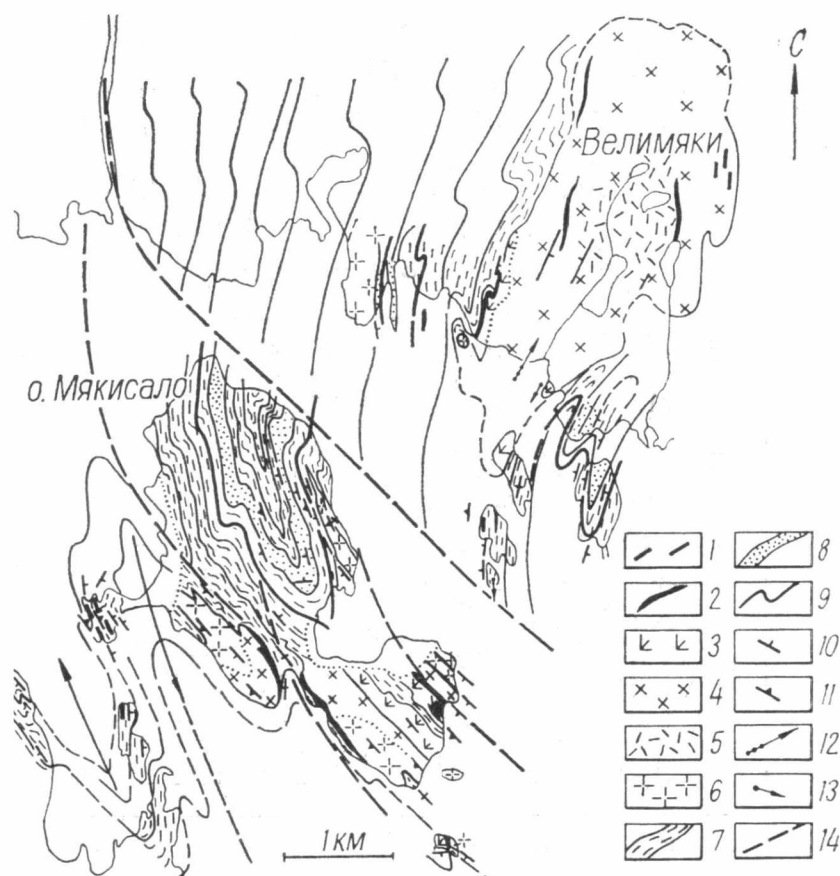


Рис. 8. Геологическое положение и строение габброидных массивов Велимяки и Мякисало:

1 – дайки базальтов; 2 – пироксенит и амфиболизированный пироксенит; 3 – габбро-норит и амфиболизированный габбро-норит; 4 – амфиболизированный габбро-диорит и диорит; 5 – анортозит; 6 – диорит; 7 – кварц-биотитовые и ставролитовые сланцы; 8 – кварциты и кварцито-песчаники; 9 – хемогенно-кремнистые сульфидсодержащие сланцы; 10 – слоистость; 11 – сланцеватость; 12 – направление течения магмы; 13 – линейность; 14 – разломы

Инtruзия Велимяки имеет пластовую форму с признаками расслоенности. Первичный состав ее варьирует от пироксенита до диорита. Пироксен обычно сохраняется лишь в виде реликтовых зерен. Роговая обманка встречается в виде двух генераций: первично магматической буро-зеленой и метаморфической сине-зеленой. Химический состав инtruзии (табл. 16) соответственно колеблется от ультраосновного до среднего и в целом сопоставим с составом пикрит-базальтовой серии. Идентичный состав и у сопровождающих даек. Железистые разновидности преобладают. Непостоянство содержания K_2O можно объяснить наложенными процессами. Габброидам инtruзии Велимяки свойственна низкая концентрация хрома и никеля и повышенная концентрация стронция и фосфора.

На о. Мякисало магматическая расслоенность проявлена более четко. Об этом свидетельствует сохранившееся пластовое тело метапироксенита мощностью около 2 м. Слои пироксенита можно наблюдать также в составе меланократового габбро, чередующегося с габбро лейкократовым. Главными породообразующими минералами здесь также являются амфибол и плагиоклаз. Биотит развивается по сланцеватости и микротрещинам, распределен неравномерно. Несмотря на широкую амфиболизацию, первично магматический характер полосчатости не вызывает сомнения. Химический состав слагающих пород (табл. 17) так же, как состав инtruзии Велимяки, варьирует от ультраосновного до среднего, но отличается широким присутствием высокомагнезиальных разновидностей, что связано с магматической расслоенностью. Состав сопровождающих даек также вполне сопоставим. Повышенные концентрации MgO превышают 10 % и местами приближаются к 20 %. Непостоянство содержания K_2O объясняется неравномерностью распределения биотита.

Таблица 16

**Химический состав пород интрузии Велимяки и сопутствующих даек
(окислы – мас %, элементы г/т)**

	Интрузия														Дайки													
№ обр.	869/2	866	1562-6	875/2	868/1	874	868	865/1	918-1	869/3	918-2	918,3	872/2	873	868/4	869/9	869-5	865/7	869-6	865-2	875-4	869-7	872-4	872-5	918-5	918-10	872-1	
SiO ₂	41,26	46,96	47,54	51,82	52,02	53,56	55,38	55,90	56,46	56,50	56,78	57,90	58,28	58,75	39,14	44,76	47,46	50,06	52,80	54,78	55,69	55,70	57,00	59,22	59,82	65,56	67,76	
TiO ₂	2,00	1,07	0,94	0,90	0,77	0,85	0,38	0,34	0,53	0,55	0,50	0,61	0,47	0,24	1,84	1,46	1,18	0,90	0,56	0,80	0,26	0,47	0,29	0,60	0,23	0,14	0,18	
Al ₂ O ₃	7,64	17,84	18,97	16,17	17,30	17,25	19,62	18,49	18,55	20,33	18,57	17,98	17,01	18,03	15,05	16,59	18,87	20,36	17,50	19,89	19,62	18,48	19,32	17,74	22,37	20,38	16,43	
Fe ₂ O ₃	8,08	1,62	0,91	2,45	1,73	2,93	1,13	1,68	6,62	1,21	1,54	1,41	1,63	2,29	4,06	4,18	4,76	1,60	4,67	0,95	1,66	3,50	1,96	1,68	0,60	0,65	0,72	
FeO	12,93	8,62	8,18	7,69	7,68	6,90	3,66	6,89	1,58	4,31	5,24	5,03	4,74	4,31	12,76	8,48	6,97	8,55	4,17	7,15	5,17	3,23	5,03	4,84	1,00	0,71	1,51	
MnO	0,268	0,20	0,17	0,204	0,20	0,20	0,116	0,19	0,116	0,11	0,13	0,14	0,162	0,16	0,041	0,202	0,19	0,148	0,206	0,128	0,15	0,132	0,160	0,144	0,046	0,0005	0,036	
MgO	10,54	3,18	6,32	4,18	3,23	3,28	1,41	2,36	2,00	1,92	2,25	2,24	2,01	1,81	6,35	4,94	3,43	4,94	1,20	3,58	2,09	1,40	2,01	1,75	0,90	0,20	0,30	
CaO	12,9	8,20	9,14	7,50	6,45	6,80	4,63	5,06	4,76	5,75	4,91	5,05	4,77	4,53	12,05	10,09	8,69	2,80	7,78	2,66	6,69	6,17	6,39	6,10	5,18	1,96	1,75	
Na ₂ O	1,11	3,03	3,24	4,16	3,70	4,27	5,52	3,50	4,18	5,61	4,70	4,72	4,75	4,55	1,94	3,77	4,73	4,02	6,48	4,22	4,95	7,74	5,45	5,00	7,94	9,90	4,52	
K ₂ O	0,77	3,26	1,12	2,30	3,10	2,76	4,28	3,28	4,27	1,90	2,86	3,52	3,97	4,19	2,09	1,64	1,37	4,66	1,53	4,19	1,38	0,74	1,40	1,74	0,64	0,50	6,00	
H ₂ O	0,04	0,17	0,08	0,01	0,15	0,11	0,06	0,19	0,11	0,04	0,10	0,08	0,09	0,06	0,08	0,04	0,09	0,12	0,10	0,13	0,13	0,10	0,04	0,12	0,25	0,33	0,11	
ППП	2,06	4,67	2,59	1,62	3,04	1,10	2,99	1,59	0,75	1,67	1,90	1,17	1,14	0,66	3,10	1,93	1,31	1,56	1,90	1,42	1,61	1,60	0,60	0,70	0,88	0,56	0,52	
P ₂ O ₅	0,21	0,74	0,24	0,57	0,52	0,49	0,32	0,59		0,38			0,35	0,45	1,29	1,33	0,80	0,07	0,65	0,11	0,405	0,36	0,385	0,38			0,11	
Сум-ма	99,808	99,56	99,44	99,574	99,89	100,5	99,496	100,06	99,926	100,28	99,48	99,85	99,372	100,03	99,791	99,412	99,85	99,788	99,546	100,008	99,805	99,622	100,04	100,014	99,856	100,8905	99,946	
Zn	170	120	160	112	120	112	64	128		64			96	96	160	110	104	150	120	136	96	80	113	96			80	
Li	12	46	28	25	35	25	19	41	28	30	52	33	30	28	327	23	16	52	4	38	18	6	19	23	20	25	11	
Rb	28	88	42	57	103	87	80	108	97	67	124	118	140	131		40	24	170	15	134	37	11	46	42	26	20	148	
Cs	34	20	7	15	17	15	13	10	2	12	5	5	15	8	2	13	8	22	5	13	6	8	7	5	2	1	6	
Ba	230	1600	430	710	270	356	1420	525	1100	1510	460	1400	1335	1000	89	89	534	1510	3700	712	900	2100	667	270		190	890	
Sr	400	1000	410						1300		1400	1100		900					≥ 3400		1200	≥ 3400		1200	1900	590	720	
Cr	68	90	90	120	150	144	137	20	110	20	95	120	109	109	27	48		240	7		95	120	88	150	110	90	137	
V	756	180	570	250	229	230	100	201	83	157	61	62	118	190	350	280		218	185		151	207	140	123	21	20	89	
Co	94	47	50	47	39	39	39	39	16	39	21	17	39	39	71	63		47	39	89	89	39	39	23			16	
Ni	102	39	60	39	39	39	39	39	22	39	16	14	39	39	39	39		140	16	70	39	24	39	24	10		16	
Cu			70					64	55		60	50		72						15	32		56		20			

Химический состав пород интрузии о. Мякисало и сопровождающих даек (окислы – мас %, элементы г/т)

	Интрузия													Дайки							
№ обр.	446-13	446-4	446-11	446-8	446-6	446-2	446-3	446-9	446-1	446-5	911-1	911-3	446-17	450/1	448/1	1349-1	1354-1	1352-3	1345-2	1352-5	1345-1
SiO ₂	46,00	47,12	47,52	47,80	48,82	50,84	51,60	52,88	53,28	54,75	56,90	60,57	61,26	42,80	45,73	46,34	47,36	48,34	49,16	49,76	50,00
TiO ₂	0,69	0,80	1,02	1,17	1,02	0,94	0,85	0,68	0,98	0,33	0,69	0,51	0,76	0,63	0,97	0,84	1,05	0,95	0,85	0,68	0,83
Al ₂ O ₃	8,00	11,57	11,68	17,63	14,57	15,67	15,46	20,04	16,12	9,84	17,93	17,78	16,84	9,05	9,88	13,76	15,07	13,82	13,89	14,28	14,16
Fe ₂ O ₃	1,41	1,94	1,82	2,68	1,82	1,94	1,90	1,33	1,82	1,18	1,58	1,21	1,33	1,33	1,26	1,11	1,43	1,34	2,16	1,93	1,96
FeO	6,47	7,61	10,42	9,65	10,06	8,33	8,20	5,82	8,26	6,32	5,51	4,67	5,10	6,54	8,05	9,97	11,3	8,68	9,92	7,96	9,56
MnO	0,112	0,172	0,232	0,200	0,202	0,188	0,166	0,124	0,186	0,200	0,197	0,162	0,088	0,204	0,254	0,276	0,222	0,156	0,21	0,175	0,188
MgO	19,80	13,76	11,86	4,22	7,15	5,75	4,45	3,56	3,73	12,9	2,01	1,60	3,40	19,10	18,09	11,73	8,13	11,7	8,14	9,88	8,26
CaO	9,30	11,55	10,09	9,39	10,23	9,11	10,37	7,15	7,43	10,09	7,44	5,90	3,45	10,23	10,73	9,27	10,95	8,99	10,64	9,27	9,27
Na ₂ O	0,36	1,34	2,00	3,71	2,75	3,03	3,47	5,25	3,26	2,72	4,72	4,63	3,56	0,10	0,79	0,66	0,86	0,56	0,71	1,74	0,59
K ₂ O	3,76	1,58	1,22	0,98	0,70	1,78	1,69	1,19	1,71	0,50	1,27	1,78	2,66	4,53	0,26	1,85	0,90	2,48	0,99	1,42	1,88
H ₂ O	0,18	0,12	0,04	0,09	0,14	0,14	0,10	0,13	0,14	0,08	0,10	0,05	0,13	0,05	0,46	0,24	0,08	0,11	0,12	0,12	0,11
ппп	3,26	1,51	1,66	1,82	2,02	1,70	1,19	1,22	1,94	1,14	1,23	0,91	1,14	4,42	2,42	3,61	2,33	2,60	2,68	2,44	2,94
P ₂ O ₅	0,09	0,55	0,24	0,49	0,37	0,41	0,39	0,37	0,39	0,12			0,15	0,29	0,34	0,195	0,265	0,19	0,292	0,29	0,292
Сумма	99,4	99,622	99,802	99,83	99,852	99,828	99,84	99,744	99,246	100,05	99,577	99,772	99,868	99,274	99,234	99,851	99,947	99,916	99,762	99,945	100,04
Zn	72	80	96	128	110	100	90	80	130	104			88	90	90	200	170	140	180	130	170
Li	21	14	9	9	9	18	15	11	35	4	41	32	25	140	10	109	67	86	62	65	84
Rb	112	46	27	21	15	68	59	29	63	12	32	48	133	253	4	99	46	156	55	86	119
Cs	14	13	14	11	12	12	13	8		11	2	2	15	61	7	8	8	10	6	8	7
Ba	600	700	400	400	300	600	600	800	623	500	580	900	600	700	200	440	370	410	240	520	380
Sr	590	480	400	780	700	700	750	1800		1300	1300	1400	590	100	100	<100	430	130	270	520	140
Cr	1310	1200	1020	110	450	270	210	190	102	1420	100	92	250	700	1292	700	300	780	240	530	230
V	480	530	680	490	640	700	490	490	308	350	110	80	440	270	268	320	380	190	250	230	240
Co	94	78	94	62	70	62	620	47	70	55	10	10	31			48	52	52	61	52	59
Ni	636	267	243	39	70	70	55	55	50	314	10	10	70			180	58	210	70	170	63
Cu	39	71	71	79	55	199	103	95	70	23	20	26	111			30	15	10	10	130	<10

Велимякская интрузия подробно охарактеризована [Саранчина, 1948] совместно с титано-магнетитовыми рудами, приуроченными к пироксенитам и перидотитам. Обращается внимание на дизъюнктивные дислокации и метаморфические преобразования пород.

Расположение интрузий Велимяки и Мякисало вблизи окаймленных купольных структур в краевой части Свекофеннского геоблока объясняет проявление различно ориентированной разломной тектоники, обеспечившей повышенную магматическую проводимость купольных структур [Свириденко и др., 1983]. В массивах Велимяки и Мякисало с этими процессами связано формирование жилородных метасоматических тел, образующихся в период свекокарельской гранитизации. При этом микроклин образует порфириобласты и развивается в виде ксеноморфных зерен в ассоциации с кварцем.

Интрузии габбро-перидотитовой ассоциации Райвмяки и Кайвмяки, расположенные в районе пос. Элисенваара, отличаются от интрузий Велимяки и Мякисало по тектонической обстановке. Они находятся в центральной наддиапировой зоне Ладжской структуры, тогда как интрузии Велимяки и Мякисало расположены ближе к краевой части. Специфика заключается в том, что эндогенные процессы здесь проходили при флюидном режиме, когда величина отношения H/C во флюиде значительно ниже, чем в соответствующем мантийном флюидном потоке северной краевой части Ладжской структуры. Следовательно, они формировались при большем PO_2 и при более высокой щелочности. Здесь широко проявлена сиенитизация [Светов и др., 1990]. В связи с этим следует подробнее остановиться на рассмотрении ливвийской габбро-перидотитовой ассоциации района Элисенваары.

Р. А. Хазовым с соавторами породы этой ассоциации относятся к ладогалит-тенсбергитовому комплексу калиевых щелочных пород [Хазов и др., 1993]. В новое семейство щелочных пород они выделены [Хазов, 1983] в связи с тем, что по химическому составу соответствуют калиевым щелочным ультраосновным – основным породам. Однако они не содержат типичных для подобного типа пород мелилита, оливина и фельдшпатоидов. Породам массивов Райвмяки и Кайвмяки, которые рассматриваются как апикальная часть единого Элисенваарского массива, посвящен большой набор публикаций, в том числе и отдельные монографические описания [Хазов и др., 1993]. Они рассматриваются не только как магматические, но и как метасоматические образования [Иващенко и др., 1985, 1989]. В частности, отмечалось [Свириденко и др., 1990], что породы этих массивов испытали дробление и интенсивную метасоматическую сиенитизацию.

Отсутствует также четкое определение изотопного возраста интрузий Райвмяки и Кайвмяки, несмотря на многочисленное изотопное датирование. Р. А. Хазов с коллегами возраст их считают рифейским. В. И. Иващенко с соавторами [Иващенко и др., 1985] формирование Элисенваарского массива предполагают полигенным, включающим этап 1950–1800 млн лет и этап 1800–1650 млн лет, что согласуется с их представлением о метасоматическом происхождении рассматриваемых пород.

Интрузивные образования района Элисенваары относятся также некоторыми исследователями к посторогенным [Геология и петрология..., 2000]. Проанализировав результаты изотопных исследований [Иваников и др., 1996], авторы пришли к заключению, что геохронологические данные однозначно указывают на неопротерозойский возраст интрузий района Элисенваары.

Сходство геологического положения этих интрузий с геологическим положением интрузий Велимяки и Мякисало состоит прежде всего в том, что на те и другие массивы накладывается свекокарельская гранитизация и связанное с ней расланцевание [Светов и др., 1990; Свириденко и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992].

Как отмечают В. И. Иващенко с соавторами [Иващенко и др., 1989, с. 110], в приконтактных частях породы массивов огнейсованы и расланцованы, что свидетельствует об их участии в свекофеннской орогении.

Связь габбро-перидотитовой ливвийской серии с вулканической пикрит-базальтовой серией доказывается магматической расслоенностью как вулканических, так и интрузивных

пород [Светов, Свириденко, 1992]. При этом в интрузивных породах преобладает феррогаббровая ветвь, отличающаяся низкой концентрацией хрома и никеля и повышенной концентрацией стронция и фосфора.

Специфика ливвийской вулканоплутонической ассоциации, по-видимому, объясняется повышенной насыщенностью флюидами. Именно высокая флюидонасыщенность могла явиться причиной ликвации исходной магмы в периферическом магматическом очаге [Светов, 1984]. При вулканическом извержении магма теряет содержащиеся в ней газы, и ликвация проявляется в перемежаемости высокомагнезиальных и высокожелезистых лавовых потоков, тогда как при кристаллизации в глубинных условиях флюидный состав оказывает существенное влияние на минеральный состав и последовательность кристаллизации.

Проявление флюидного режима четко выражено при кристаллизации интрузий Райвимики и Кайвомяки. Главные породообразующие минералы – клинопироксен, амфибол, биотит и калишпат. Плагноклаз вторичный и представлен альбитом. Микроклин слагает порфиробласты и развивается в виде ксеноморфных зерен. Постоянно присутствует межзерновой карбонат. Интенсивное дробление пород массива, сопровождающееся метасоматической сиенитизацией (рис. 9), также является признаком флюидонасыщенности. Жилы были не одноактными и сопровождалась порфиробластезом амфибола и его перераспределением. Наряду с гидратацией (амфиболизацией и биотизацией) наблюдается калишпатизация. Метасоматическому преобразованию подвержены как породы массивов, так и секущие дайки долеритов.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ породы габбро-перидотитовой ассоциации района Элисенваары и Велимяки в принципе сопоставимы (рис. 10), но породы Элисенваары имеют несколько повышенную сумму щелочей, относясь к субщелочным. Химический состав их (табл. 18), как и сопутствующих даек, варьирует от ультраосновного до среднего при отсутствии высокомагнезиальных разновидностей. Повышенные концентрации фосфора, бария и стронция являются их отличительной особенностью. В большом количестве присутствует апатит. Неравномерно распределены магнетит, ильменит, сфен, пирит. Типичными акцессорными минералами являются бадделлит и ортит.

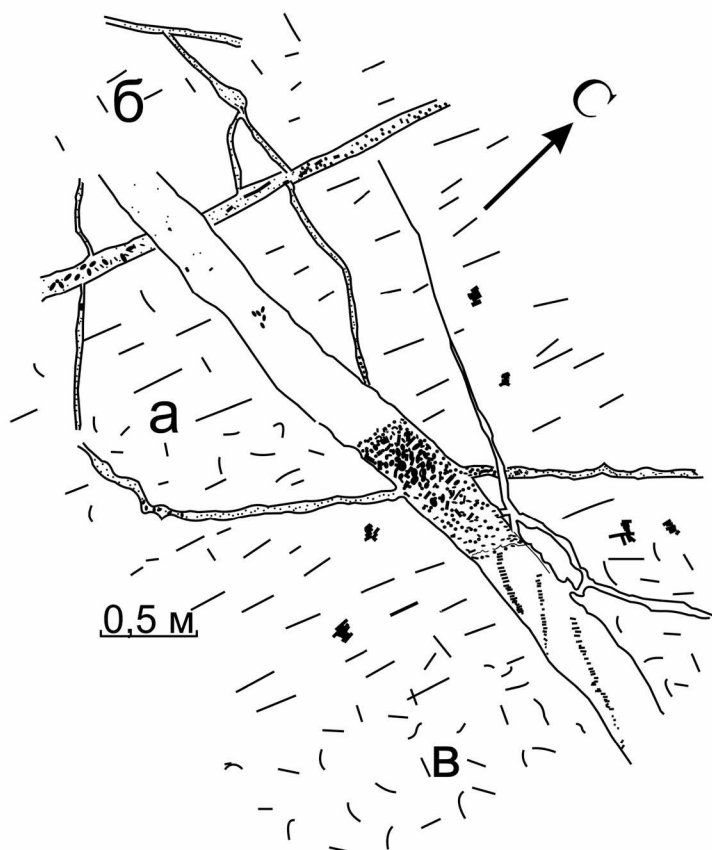


Рис. 9. Метасоматические жилы сиенита и процессы собирательной перекристаллизации

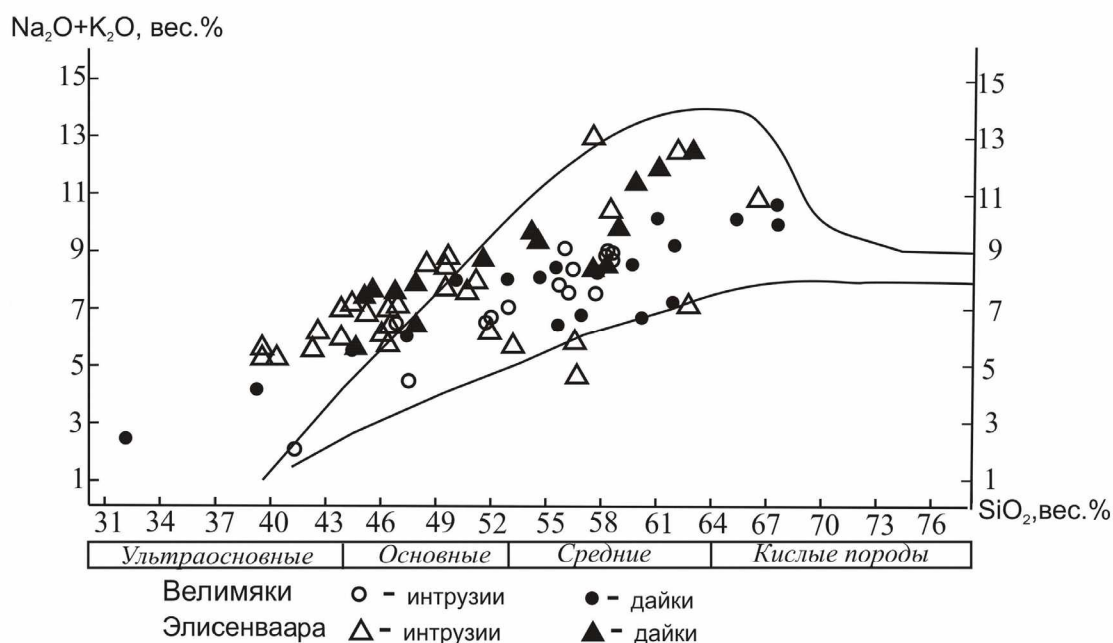


Рис. 10. Диаграмма SiO₂ – (Na₂O+K₂O) пород Велимяки и района Элисенваары

Микрозондовый анализ минералов Элисенваарских интрузий (табл. 19) представляет дополнительный материал для корреляции их с породами ливвийской габбро-перидотит (пироксенит) – пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциации. Клинопироксен сопоставим с пироксеном ливвийских вулканитов Вуорио (834А, табл. 15). Биотит высокотитанистый с близким содержанием магния и железа, как и биотит ливвийских вулканитов Вуорио. Структура не магматическая. Между зернами породообразующих минералов развивается ксеноморфный кальцит. Наблюдается альбитизация калишпат-пертита.

О высокой концентрации флюида свидетельствует также наличие разнообразных акцессорных минералов: сфен, магнетит ильменит, апатит, бадделейт, ортит, пирит. Калиевый полевой шпат высокобариевый (см. табл. 19), кристаллизовавшийся при высоком парциальном давлении кислорода. Об этом же свидетельствует ассоциация его с магнетитом.

Столь не типичный состав магматических пород, а именно – высокое содержание щелочей в породах основного – ультраосновного состава при отсутствии щелочных темноцветных минералов фельдшпатоидов, по-видимому, объясняется высокой концентрацией флюидов. При кристаллизации из расплава выделяется пироксен, сопоставимый с пироксеном вулканитов. Наличие карбоната позволяет предполагать первоначальное присутствие в небольшом количестве основного плагиоклаза впоследствии калишпатизированного и альбитизированного [Светов, Свириденко, 1992].

Непостоянство содержания K₂O объясняется интенсивной гранитизацией в центральной части наддиапировой зоны. Об этом же свидетельствует высокое содержание бария, как и в других породах за пределами массива. Жильные тела высококалиевых лейкогранитов в центральной наддиапировой зоне за пределами массивов также содержат повышенные концентрации BaO. Это свидетельствует о специфичности мантийного флюидного потока центральной наддиапировой зоны во время свекокарельской региональной гранитизации.

Сопоставимость жильных высококалиевых лейкогранитов, обогащенных барием, с гранитами рапакиви Салминского массива, отличающихся высоким содержанием газов группы углерода CO₂, CO, CH₄ [Sviridenko, 1994], позволяет считать высокобариевые граниты [Свириденко, 2001] критерием для выделения специфического мантийного флюидного режима, свойственного центральной зоне мантийных диапиров. Этот режим существовал длительное время при кристаллизации габбро-перидотитовых интрузий района Элисенваары и при последующей свекокарельской гранитизации.

Химический состав пород интрузии Элисенваары и сопутствующих даек (окислы – мас %, элементы г/т)

	Интрузивная фация																Дайковая фация															
№ обр.	798-11	365	798-1	798-12	371-4	800-1	374/1	798-9	798-6	798-7	366-2	373	370-1	800-3	792-1	792	798-2	369	256/3	356/1	779	370	354/2	363/1	355/1	786-1	787	355/2	702-3	364		
SiO ₂	39,44	42,44	43,96	44,54	45,98	46,55	47,14	49,05	49,46	50,35	52,02	56,48	56,90	58,69	62,76	66,25	44,59	45,16	45,67	46,80	47,97	48,86	51,49	54,21	54,59	57,50	58,25	58,93	60,00	61,22		
TiO ₂	3,00	1,97	2,32	1,55	1,33	1,77	1,98	2,16	1,77	1,77	1,76	1,46	1,11	0,76	0,62	0,34	2,28	1,80	1,50	2,50	3,00	1,61	1,20	0,73	1,12	1,07	0,41	0,60	1,10	0,65		
Al ₂ O ₃	14,33	10,77	14,26	13,9	13,00	14,04	15,9	15,16	13,8	14,56	14,59	15,45	15,51	19,4	17,4	18,0	14,21	15,16	15,28	16,24	14,04	15,72	16,04	15,78	16,05	21,38	23,76	16,66	18,61	16,59		
Fe ₂ O ₃	4,52	3,55	2,48	2,98	2,02	3,00	4,92	2,59	2,82	1,90	3,63	4,48	2,23	2,54	0,69	0,98	2,41	5,12	5,94	5,39	6,79	2,62	6,01	3,53	6,14	0,58	0,54	3,75	1,72	2,49		
FeO	9,43	6,61	10,73	6,32	6,82	6,3	6,82	7,3	7,54	7,25	7,62	4,07	4,38	2,29	3,38	0,79	10,25	7,10	5,63	6,31	6,10	7,18	4,31	4,02	4,01	3,30	1,07	2,74	2,80	1,72		
MnO	0,15	0,18	0,12	0,167	0,19	0,156	0,082	0,1	0,084	0,106	0,14	0,082	0,13	0,07	0,035	0,013	0,15	0,168	0,172	0,158	0,16	0,13	0,08	0,15	0,106	0,08	0,03	0,089	0,11	0,10		
MgO	6,06	8,62	5,85	7,09	8,11	6,04	4,4	3,99	4,17	3,97	4,13	3,88	2,47	1,28	1,35	0,25	5,64	4,54	4,52	4,14	4,41	3,98	2,92	3,02	2,41	2,24	0,90	1,51	0,90	1,01		
CaO	10,23	12,55	8,83	10,35	10,31	9,38	7,6	7,00	7,44	7,56	7,15	5,62	4,70	3,00	4,98	1,19	9,37	7,22	8,09	6,87	8,54	6,94	6,30	5,88	4,20	4,86	5,37	2,66	2,15	2,66		
Na ₂ O	2,92	1,29	3,41	3,11	2,71	3,14	4,39	3,75	3,59	3,70	3,46	3,20	4,50	6,00	4,83	4,22	3,70	4,00	3,46	4,00	4,74	4,38	3,72	3,80	5,04	6,05	6,52	4,95	5,00	5,04		
K ₂ O	2,8	4,75	2,46	3,46	3,24	3,96	2,67	3,96	4,03	3,83	2,32	2,66	5,46	4,29	2,25	6,64	2,04	3,53	4,32	3,71	1,60	3,68	5,04	5,96	4,50	2,23	2,17	6,04	6,49	7,02		
H ₂ O	0,13	0,26	0,18	0,16	0,21	0,19	0,10	0,06	0,17	0,06	0,13	0,12	0,17	0,16	0,2	0,19	0,10	0,13	0,18	0,19	0,16	0,11	0,16	0,18	0,19	0,13	0,19	0,29	0,18	0,2		
шпш	1,82	1,58	1,47	1,11	1,43	0,89	1,30	1,45	1,07	1,25	1,44	1,01	0,86	0,81	0,98	0,9	1,46	1,83	1,38	0,86	0,91	1,55	1,01	1,11	0,7	0,79	0,51	0,77	0,53	0,71		
P ₂ O ₅	3,48	3,68	2,82	4,07	2,43	3,33	1,50	2,15	2,67	2,42	0,98	0,95	1,00	0,49	0,29	0,05	2,49	2,32	2,71	1,76	1,13	1,88	1,19	1,17	0,94	0,04	0,06	0,55	0,18	0,33		
Сум- ма	98,31	98,254	98,89	98,807	97,78	98,746	98,802	98,72	98,614	98,726	99,37	99,462	99,42	99,78	99,765	99,813	98,69	98,078	98,852	98,928	99,55	98,64	99,47	99,54	99,996	100,25	99,78	99,539	99,77	99,74		
Zn	200	160	200	260	1600	210	192	26	200	168	144	160	144		150	110	176	184	230	208		147	190	170	210			150		720		
Li	48	31	12	41	40	38	31	38	16	11	14	24	6	15	23	7	12	26	18	13	35	95	27	13	32	100	49	7	20	36		
Rb	62	89	69	115	65	120	45	12	80	66	46	91	94	75	86	194	47	67	66	61	29	52	80	87	75	126	68	74	31	96		
Cs	15	5	15	14	3	14	8	12	13	10	3	6,6	2	40	5	5	13	3	7	5,6	14	2	6	4	5	9	7	4	10	6		
Ba	10400	12100	5900	9300	7387	7900	6200	6600	7600	6300	3738	2000	2300	7400			6100	5900	7700	8400		7200	6700	3300	2500			4200	1900	3380		
Sr	4600	7700	4600	10700	7700	7300		4100	5600	5300	2300		2800	7300			4200	6800				6100							5200	3400		
Cr	27		68	170		80		60	70	61							61															
V	218		196	300		390		260	240	118							134															
Co	62		70	50		50		50	70	39							70															
Ni	59		47	100		50		50	50	39							55															
Cu	24		24	10		30		50	40	24							16															

Химический состав породообразующих минералов интрузий Райвимаки (354-4)

Минерал		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Zr ₂ O ₃
Клинопироксен	1	54,43		2,67	9,38	0,64	18,14	12,66	0,76	0,37					
	2	49,47		5,84	12,20	0,45	15,84	12,22	1,63	0,71					
Феррогастингоит	1	40,52	1,31	12,23	17,78		10,47	11,72	2,19	2,14					
	2	41,23	1,51	11,85	19,66		10,16	12,13	2,47	1,94					
	3	40,94	1,53	12,01	15,62		10,88	12,09	2,33	1,98					
Биотит	1	36,81	3,72	14,31	15,46		14,92			10,35					
	2	35,68	2,50	13,01	13,63		15,35			10,83					
Калишпат	1	60,62		19,99					2,44	11,97	3,96				
	2	61,27		19,98					1,39	12,70	5,57				
Плагиоклаз	1	67,03		22,49				2,17	10,74						
	2	50,47		21,60				2,10	10,71						
Ортит	1	36,60		15,98	13,21			13,60				7,40	13,01	2,19	
	2	30,83		13,69	10,97		0,96	11,02				6,52	10,97		
Сфен	1	29,92	36,67	2,07	2,17			28,32							
	2	30,22	13,11	7,53	7,75			5,57		2,12			11,34	2,80	1,82

2.1.4. Калевийская габбро-тоналит – базальт-риодацитовая вулканоплутоническая ассоциация

Калевийская вулканоплутоническая ассоциация завершает свекокарельский вулканоплутонизм. Так же, как ливвийские породы, калевийские имеют высокомагнезиальные и высокожелезистые разновидности, но калевийская вулканоплутоническая ассоциация бимодальна.

В настоящее время раннеладожские вулканогенные породы установлены на о. Ристисари (к югу от пос. Ляскеля), островах Маркатсимансари и Мустасари, в районе г. Сортавалы и к югу от г. Лахденпохья (р-н Ихамилленсари). Отдельные зоны вулканоплутонизма имеют автономный характер, определяющийся конкретной обстановкой их проявления.

В районе г. Сортавалы широко развиты вулканоплутонические образования основного состава (табл. 20). Химический состав их соответствует пикритобазальту – базальту. Как в вулканических породах, так и в дайковой фации выявляются высокомагнезиальные и высокожелезистые разновидности. Последние количественно преобладают. На остальной более южной части территории Северного Приладожья преобладают лавовые потоки среднего и кислого составов.

Калевийская базальт-андезит – риодацитовая серия. Совместное проявление высокомагнезиальной и высокожелезистой серий калевийского вулканоплутонизма ранее охарактеризовано на примере о. Маркатсимансари и прилегающих островов [Светов Свириденко, 2005].

Породы как лавовой, так и дайковой фации района г. Сортавалы амфиболизированы. По микротрещинам развивается биотит. Реже встречаются единичные зерна метасоматического микроклина. От людиковийских базальтов калевийские отличаются более высокой степенью окисленности железа.

В целом состав калевийских базальтов и генетически связанных с ними субвулканических пород довольно устойчив, если не учитывать присутствие высокомагнезиальных и высокожелезистых разновидностей.

Калевийские вулканы Ладжской структуры в районе о. Ристисари и п-ова Хунукка имеют преимущественно андезито-базальт – андезитовый состав (табл. 21) при вариации содержания SiO₂ примерно от 54 до 62 %, которому соответствует состав субвулканических пород нека Хунукка. Отличительной особенностью вулканогенных пород здесь является повышенное содержание K₂O, а также бария и стронция. Преобладание железа над магнием довольно устойчивое. Как отмечалось ранее [Светов, Свириденко, 1992], широкое развитие вулканитов среднего состава объясняется процессами гибридизма.

Вулканы южной части Ладжской структуры в районе Ихамилленсари варьируют по составу от пикритобазальта до риодацита (табл. 22). Здесь также наблюдаются высокомагнезиальные и высокожелезистые ассоциации. Вулканизм четко бимодальный мантийно-коровый.

Таблица 20

Химический состав базитовых калевийских лав р-на г. Сортавалы и сопровождающих базитовых даек (окислы мас.%, элементы г/т)

	Лавовая фация																Дайковая фация													
	1870-1	1919-1	1919-4	1828-2	1906-2	1882-1	1918-2	1835-2	2238-8	1818-4	1834-1	1818-5	1869-3	1834-2	1919-3	1786-1	1716-1	1826-5	1828-9	1779-1	1828-7	1826-1	1800-1	1821-8	1829-1	1821-10	1730-1	1821-9	1817-4	
SiO ₂	43,60	46,34	48,10	48,24	48,36	48,50	48,60	49,56	49,70	49,78	50,22	50,73	51,00	51,16	51,18	51,34	46,04	48,00	48,00	48,09	48,70	49,30	49,48	49,80	49,90	50,10	50,50	51,24	51,30	
TiO ₂	1,15	1,2	0,75	1,5	0,76	0,52	1,35	1,15	0,88	0,96	1,78	1,0	0,83	0,76	0,69	0,73	1,12	0,89	1,62	0,89	0,45	0,92	0,5	1,3	1,78	0,6	0,64	0,99	1,49	
Al ₂ O ₃	15,26	15,46	14,95	13,72	14,2	10,18	13	13,41	13,35	13,83	13	13,01	15,5	14,71	14,74	14,71	9,79	15,4	13,9	15,66	6,81	16,69	9,8	13,3	13	16,64	11,8	16,78	14,7	
Fe ₂ O ₃	2,75	4,68	1,54	2,49	2,54	1,95	4,15	3,36	1,05	3,6	3,14	4,82	2,02	3,15	1,15	2,59	1,14	3,89	2,5	2,47	2,48	3,75	0,95	3,22	3,63	2,95	1,2	4,68	2,93	
FeO	14,97	9,33	9,41	12,33	9,95	8,86	10,34	9,58	8,69	9,55	11,37	9,34	8,32	8,86	8,47	9,05	8,69	7,66	12,69	8,47	6,58	7,42	8,19	10,27	10,78	6,7	9,16	6,23	12,36	
MnO	0,162	0,2	0,196	0,25	0,185	0,175	0,234	0,2	0,139	0,24	0,226	0,21	0,181	0,202	0,2	0,18	0,185	0,195	0,244	0,179	0,248	0,191	0,165	0,218	0,202	0,208	0,16	0,197	0,24	
MgO	9,23	8,13	9,22	6,96	8,2	14,1	6,31	7,06	10,57	7,08	6,05	6,77	7,6	6,05	7,79	7,18	17,37	7,26	5,24	8,51	14,82	5,64	15,2	6,87	5,85	5,75	10,66	3,93	3,18	
CaO	10,33	7,99	11,26	8,83	11,06	11,06	9,05	9,95	10,63	9,55	9,39	8,84	8,14	9,39	9,45	8,27	10,5	8,83	8,27	10,26	15,28	7,71	11,05	9,2	9,67	8,41	11,12	7,99	6,92	
Na ₂ O	1,61	2,91	2,19	2,4	2,42	0,63	2,13	2,12	3,0	2,24	2,19	2,05	3,82	2,71	4	3,63	0,66	2,25	2,93	2,51	0,68	3,5	0,73	2,43	2,3	4,04	0,7	3,86	3,16	
K ₂ O	1,05	0,84	0,42	1,32	0,3	1,27	2,14	1,26	0,21	0,93	0,51	1,22	0,46	0,89	0,25	0,46	1,77	3,44	1,47	0,77	0,48	2,39	0,99	0,88	0,83	1,86	1,31	1,84	1,49	
H ₂ O	0,18	0,16	0,09	0,15	0,12	0,06	0,12	0,08	0,07	0,16	0,02	0,14	0,24	0,04	0,16	0,07	0,2	0,1	0,13	0,08	0,4	0,25	0,1	0,1	0,02	0,2	0,16	0,11	0,03	
ППП	2,03	2,1	1,47	1,38	1,39	2,18	2,09	1,68	1,37	1,49	1,45	1,43	1,35	1,51	1,55	1,33	1,77	1,33	2,31	1,42	2,14	1,6	2,21	1,8	1,37	1,97	1,9	1,49	1,68	
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,08	0,12	0,12	0,25	0,15	0,12	0,09	0,11	0,21	0,11	0,16	0,12	0,09	0,1	0,18	0,21	0,11	0,16	0,11	0,22	0,18	0,19	0,21	0,18	0,16	0,27	0,24	
Li ₂ O	0,0047	0,0062	0,0017	0,0047	0,0023	0,0043	0,0021	0,0016	0,0017	0,0017	0,0024	0,0019	0,0035	0,0019	0,0014	0,0028	0,0037	0,0039	0,0049	0,0024	0,0017	0,0042	0,0037	0,0027	0,0015	0,005	0,0051	0,0049	0,0041	
Rb ₂ O	0,0038	0,004	0,0017	0,0071	0,0009	0,0057	0,0075	0,0057	0,0006	0,0016	0,0017	0,0042	0,0016	0,0021	0,0008	0,0012	0,0067	0,0151	0,0079	0,0014	0,0007	0,0087	0,0034	0,0027	0,0018	0,0083	0,0077	0,0038	0,0082	
Cs ₂ O	0,0005	0,0005	0,0003	0,0005	0,0004	0,0005	0,0005	0,0004	0,0004	0,0003	0,0005	0,0003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0005	0,0005	0,0004	0,0005	0,0005	0,0003	0,0004	0,0004	0,0005	0,0005	0,0005	0,0006	0,0004	0,0008	
Сумма	99,63	99,64	99,9	99,83	99,74	99,97	99,78	99,65	99,87	99,62	99,7	99,76	99,73	99,64	99,86	99,75	99,43	99,5	99,4	99,47	99,18	99,59	99,55	99,58	99,55	99,62	99,48	99,62	99,73	
Ba	150								230	210		330	220				110													
Sr	170								190	190		170	340				100													
Cu	70	10	70	90	160	80	140	160	10	140	240	200	50	60	30	70		<10	50	50	<10	20	30	70	230	<10	9	40	60	
Co									60								90	60	60	50	50	50	70	50	60	40	50	40	50	
Ni	110	70	130	60	130	190	60	80	180	70	80	60	100	60	130	80	720	70	60	110	210	40	240	100	90	50	90	30	30	
Zn	100	140	80	140	90	70	190	100	110	130	130	110	90	110	80	90	120	130	170	120	200	160	380	150	180	230	120	170	180	
Cr	180	470	1160	50	210	930	250	110	440	300	50	33	220	30	135	360	940	200	90	610	3160	50	1480	270	80	120	760	30	30	
V	360	80	70	430	260	240	80	290	450	320	370	310	260	210	70	70	460	460	820	120	460	440	420	690	690	450	460	340	410	

Таблица 21

Химический состав андезитовых калевийских лав и некка Хунука района Ристисари (окислы мас.%, элементы г/т)

Компо- ненты	Лавы																Некк											
	1446-12	1446-11	1443-46	1443-47	1443/7	1443-39	1447-1	1212-56	1446/7	1446-9	1446-10	1446-6	1212/23	1574-5	1446-8	1443-51	1443-11	1443-22	1443/19	1443/3	1443/6	1443/4	1443/45	1443/48	1443-50	1443/5	1443/49	
SiO ₂	51,34	54,50	57,76	57,90	58,28	58,60	59,36	59,96	60,34	60,79	60,88	61,00	61,06	61,78	62,40	64,26	53,58	54,20	57,16	57,32	57,38	58,00	58,32	58,62	58,70	60,50	60,50	
TiO ₂	0,99	0,86	0,65	0,61	0,59	0,64	0,59	0,73	0,675	0,625	0,61	0,665	0,85	0,65	0,59	0,54	0,80	0,90	0,63	0,59	0,62	0,62	0,705	0,66	0,68	0,56	0,63	
Al ₂ O ₃	16,96	16,77	17,64	16,86	16,40	17,65	15,82	17,11	16,60	17,18	15,74	16,90	15,91	15,26	16,41	15,67	14,22	16,45	18,15	16,93	17,42	16,8	17,39	17,68	16,84	16,55	16,86	
Fe ₂ O ₃	1,22	1,56	1,64	1,54	1,13	1,56	1,74	1,20	4,04	1,00	2,54	0,92	1,34	1,13	1,36	3,03	2,65	1,47	2,17	1,61	1,61	2,38	0,96	1,07	1,74	1,56	1,14	
FeO	9,7	7,76	5,17	5,27	5,75	4,88	5,63	5,74	2,66	5,03	5,27	5,46	5,24	5,02	4,17	1,94	8,14	7,9	4,52	6,47	5,75	5,51	4,88	4,83	5,27	4,75	4,55	
MnO	0,17	0,176	0,138	0,126	0,146	0,132	0,162	0,164	0,16	0,13	0,126	0,146	0,15	0,12	0,14	0,122	0,198	0,204	0,128	0,151	0,152	0,124	0,104	0,137	0,14	0,106	0,1	
MgO	3,9	3,63	2,74	2,58	2,62	2,48	1,9	1,8	1,71	1,74	2,23	2,14	1,84	2,25	1,84	1,54	4,70	4,14	2,74	3,02	2,92	2,58	2,36	2,64	2,12	2,21	2,34	
CaO	5,32	5,33	4,83	4,83	4,82	3,74	3,92	2,24	3,51	2,38	3,36	2,8	3,33	2,99	2,8	2,94	6,72	5,04	4,83	4,28	4,00	3,85	5,75	4,77	4,48	5,75	4,34	
Na ₂ O	4,78	4,18	4,78	4,98	4,62	4,78	4,81	3,18	4,31	4,7	4,55	4,29	4,31	4,13	4,18	3,79	3,94	3,96	5,29	5,14	4,74	4,65	5,48	5,00	4,55	4,53	6,07	
K ₂ O	3,24	3,00	3,17	3,18	3,60	3,22	3,83	5,34	4,50	4,73	3,26	3,86	3,75	4,35	4,50	4,50	1,83	2,85	2,19	1,63	3,18	3,57	1,92	2,37	3,68	1,70	1,71	
P ₂ O ₅	0,2	0,65	0,50	0,13	0,43	0,50	0,04		0,415	0,375	0,04	0,405		0,39	0,32	0,235	0,52	0,76	0,52	0,46	0,49	0,27	0,54	0,462	0,13	0,40	0,04	
H ₂ O	0,12	0,13	0,08	0,26	0,12	0,13	0,12	0,30	0,10	0,17	0,20	0,11	0,04	0,15	0,17	0,11	0,18	0,14	0,12	0,14	0,08	0,12	0,09	0,12	0,18	0,12	0,24	
ппп	1,56	1,21	1,07	1,61	1,22	1,65	1,85	1,97	0,65	0,85	0,97	1,04	1,67	1,05	0,95	1,03	2,26	1,47	1,66	2,08	1,60	1,47	1,06	1,32	1,07	0,94	1,03	
Сум- ма	99,54	99,76	100,18	99,9	99,73	99,98	99,81	99,73	99,67	99,7	99,81	99,74	99,53	99,97	99,83	99,71	99,74	99,68	100,12	99,82	99,94	99,94	99,56	99,74	99,61	99,71	99,57	
Li	93	64	43	46	63	66	68	67	60	68	72	74	75	46	54	36	49	66	62	70	72	74	49	46				
Rb	116	114	79	65	144	88	133	206	118	137	128	119	158	111	116	66	65	118	46	53	161	161	55	55	75	39	55	
Cs	13	6	4	3	5	5	6	4	4	4	9	5	8	4	2	2	6	10	3	4	5	5	2	2				
Ba	1247	821	1041	1109	1617	1029	1083	1375	140	1305	1360	1271	1288	21	1426	1466	789	1800	991	756	1005	1217	583	1209	1648	566	485	
Sr	450	420	738	893	762	718	615	534	517	448	568	362	641	510	539	615	513	448	93	986	722	1005	1175	849	910	776	723	
Co	29	26	17	17	13	14	15	11	13	12	10	12	10	14	11	2	26	143	18	13	13	12	13	17	15	17	9	
Ni	4	4	< 8	< 1	< 8	< 8	3	< 1	2	1	< 1	2	2	< 8	2	2	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	< 8	2	< 1	3	2	4	
Zn	160	140	90	90	140	110	130		140	150	130	140	130	130	130	100	170	130	110	140	160	110	80	100		160		
Zr	116	98	137	145	142	143	173	191	168	179	170	168	173	166	172	157	105	101	129	14	141	152	149	15	150	118	171	
Y	32	26	39	46	40	39	38	41	37	34	35	38	43	29	42	35	37	32	43	48	4	48	51	45	47	35	46	
Nb	11	11	11	13	13	12	20	20	18	21	17	21	20	11	21	17	1	1	9	13	14	13	14	16	14	13	20	
Pb	22	18	12	19	21	18	21	21	22	20	18	22	20	14	20	16	22	18	18	18	27	15	1	21	23	12	17	
Th	10	< 6	< 6	< 6	14	8	10	10	10	8	8	7	11	< 6	11	12	7	< 6	1	1	11	6	< 6	13	10	7	< 6	
Cr	44	34	21	89	< 10	61	93	< 5	< 5	50	81	38	< 5	< 10	75	65	41	< 10	72	< 10	84	54	74	81	76	64	102	
V	286	219	99	114	97	90	88	81	90	96	98	77	78	120	64	70	258	1166	103	128	12	97	122	108	95	102	118	

Химический состав калевийских пород о. Ихамиленсари (окислы мас.%, элементы г/т)

Комп.	Лавы															Некк												Дайки	
	1389-16	1471-5	1389-7	1659-11	1471-6	1658-1	1471-8	1389-2	1390-13	1389-12	1462-2	1390-11	1462-5	1462-3	1462-4	1390-4	1390-7	1390-6	1464-9	1390-5	1464-11	1390-8	1390-3	1390-2	1464-1	1464-5	1464-2	1389-15	1389-1
SiO ₂	47,21	52,10	52,40	53,50	53,66	54,08	56,82	68,68	68,80	70,50	70,84	71,08	71,40	72,02	72,20	56,86	58,76	59,26	62,94	63,14	64,58	65,42	65,52	65,75	66,14	67,16	67,64	46,41	54,20
TiO ₂	0,47	1,48	0,68	0,50	1,56	0,38	0,68	0,43	0,37	0,37	0,295	0,33	0,28	0,32	0,26	0,88	0,76	0,98	0,705	0,70	0,635	0,58	0,55	0,68	0,545	0,47	0,46	0,59	1,48
Al ₂ O ₃	7,88	17,35	18,20	11,81	12,61	11,00	16,84	15,48	14,90	14,73	14,61	13,88	14,36	13,69	13,46	15,90	17,03	16,74	17,37	15,25	16,23	15,10	14,84	15,40	15,37	14,9	15,40	8,99	19,00
Fe ₂ O ₃	1,44	1,29	0,62	0,98	1,13	0,79	0,69	0,84	0,34	0,44	0,59	0,17	0,63	0,76	0,71	0,29	0,41	0,28	0,70	0,94	0,91	0,17	0,84	0,60	0,68	0,61	0,75	1,71	0,86
FeO	6,44	7,90	1,54	8,80	8,76	8,08	6,03	2,66	3,11	2,66	1,87	2,63	2,01	2,08	1,94	7,66	5,75	6,23	4,17	5,27	4,17	4,35	4,55	4,54	3,74	3,95	3,38	7,74	7,69
MnO	0,22	0,148	0,160	0,163	0,144	8,146	0,130	0,035	0,038	0,032	0,025	0,030	0,030	0,029	0,031	0,104	0,090	0,100	0,043	0,074	0,078	0,078	0,068	0,075	0,072	0,057	0,048	0,21	0,06
MgO	18,27	4,87	3,90	12,32	9,12	12,40	5,28	0,85	1,68	0,95	0,92	1,23	0,82	0,88	0,88	5,04	2,95	3,14	2,64	2,66	2,18	2,06	2,36	1,82	1,93	1,82	1,41	18,10	3,90
CaO	8,47	7,93	8,20	7,70	6,34	9,53	6,49	2,38	2,24	2,38	2,00	2,04	1,15	1,51	1,44	6,02	6,16	5,32	4,40	3,78	3,68	4,34	3,92	3,72	3,17	3,36	3,65	6,90	4,12
Na ₂ O	0,17	2,97	4,24	1,50	3,17	1,19	3,31	3,70	3,71	3,80	3,74	3,69	3,71	3,18	3,29	3,00	3,99	3,65	3,53	3,70	3,69	3,73	3,53	3,49	3,46	4,05	4,22	0,15	3,25
K ₂ O	0,20	1,16	1,83	0,80	1,18	0,59	1,48	3,97	3,22	2,72	3,77	3,53	4,30	4,32	4,27	1,73	1,65	1,62	1,39	1,98	1,30	1,71	1,48	1,84	2,80	1,86	1,53	0,20	2,97
P ₂ O ₅	0,192	0,55	0,24	0,23	0,29	0,16	0,27	0,17	0,14	0,11	0,10	0,08	0,100	0,105	0,10	0,18	0,26	0,30	0,16	0,14	0,17	0,20	0,16	0,10	0,12	0,10	0,08	0,236	0,37
H ₂ O	0,14	0,13	1,28	0,35	0,12	0,10	0,13	0,11	0,08	0,11	0,11	0,20	0,14	0,10	0,10	1,71	1,54	1,58	1,34	1,84	1,70	1,08	1,67	1,33	1,41	1,17	1,04	0,21	0,14
ппп	8,68	1,82	0,47	1,19	1,52	1,13	1,76	0,67	0,99	0,88	0,76	0,86	0,84	0,70	1,02	0,20	0,22	0,34	0,315	0,24	0,27	0,19	0,20	0,216	0,185	0,22	0,20	8,15	1,93
Сум-ма	99,777	99,70	93,76	99,843	99,60	107,58	99,91	99,975	99,618	99,682	99,63	99,75	99,77	99,694	99,696	99,574	99,57	99,54	99,703	99,714	99,593	99,008	99,688	99,561	99,622	99,727	99,808	99,596	99,97
Li	23	65	52	22	44	130	70	56	57	43	39	51	39	41	40	55	64	65	46	50	43	50	58	55	53	76	58	121	119
Rb	288	56	68	60	48	23	65	127	101	60	94	112	136	105	99	92	74	83	65	78	43	80	65	84	100	82	72	16	209
Cs	7	5	9	5	3	4	3	5	5	4	3	3	3	3	6	9	5	6	3	5	3	5	5	6	3	3	2	12	12
Ba		не опр.	1100		274		266	1512	934	1470	1031	1274	830	1086	916	550	600	740	660	1200	940	650	1200	1400	800	690	610		
Sr		не опр.	1300		589		580	282	257	400	238	265	226	213	210	450	680	550	370	400	290	430	430	450	260	380	330		
Cu		25	17	7		10	35	10	10	21	24	12	1600	10	1700	77	17	54	4500	33	4600	10	22	32	4500	20	20		
Co		38	24	50	36	50	38	9	3	2	10	5	<2	5	6	3	23	19	27	14	10	14	12	16	10	11	15		
Ni		30	17	220	12	170	59	4	5	8	<8	7	<8	<8	<8	52	19	30	30	17	13	29	10	13	30	30	23		
Zn	20	140	150	150	180	140	130	70	80	90	60	60	50	60	70	110	100	100	100	100	80	70	90	90	80	90	70	140	200
Zr		не опр.	195		113		79	255	284	242	218	229	230	497	198	164	176	146	169	227	227	187	227	225	179	202	167		
Y		не опр.	53		230		29	22	25	14	31	22	32	27	30	33	36	29	27	33	29	32	29	32	19	23	14		
Nb		не опр.	17		14		8	21	25	14	23	19	26	21	25	14	14	20	15	17	20	13	16	17	13	14	6		
Pb		не опр.	17		18		21	25	14	22	24	26	22	21	23	17	13	17	22	16	14	12	21	23	17	16	48		
Th		не опр.	15		6		6	18	14	8	15	19	10	22	12	6	6	10	11	6	6	<6	11	10	<6	<6	<6		
Cr		70	120	960	24	890	150	69	85	126	176	39	177	21	155	210	110	140	160	90	120	110	80	140	170	70	70		
V		130	220	370	164	350	150	82	71	75	47	63	30	29	24	150	150	130	110	110	80	96	78	80	90	83	73		

Некк Ихамиеленсари (рис. 11) имеет преимущественно средний состав с вариацией SiO_2 в интервале примерно 57–68 %, в то время как дайки встречаются как основного, так и среднего составов. Для характеристики всех вулканоплутонических пород большое значение имеет установленный ранее [Светов, Свириденко, 1992] разрыв содержания кремнезема (55–57 % SiO_2), не позволяющий предполагать развитие в свекокарельском вулканоплутонизме известково-щелочной серии и соответствующей эволюционной направленности в развитии магматизма.

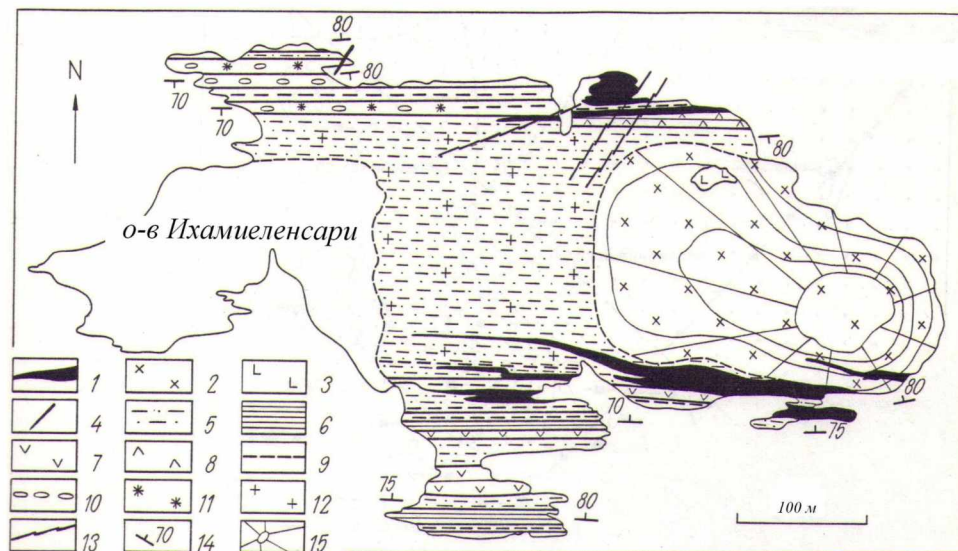


Рис. 11. Строение вулканогенно-осадочных пород о. Ихамиеленсари:

1 – жилы плагиомикроклинового гранита; 2 – кварцевый диорит; 3 – габбро-норит; 4 – дайки плагиогранит-порфира; 5 – биотитовые плагиогнейсы, образовавшиеся по осадочным породам ладожской серии; 6 – туфы и туфопесчаники с кремнисто-карбонатными прослоями; 7 – андезито-базальтовые лавовые потоки; 8 – андезито-дацитовые и риодацитовые лавовые потоки; 9 – сульфидсодержащие вулканогенно-осадочные породы; 10 – кремнисто-карбонатные конкреции; 11 – порфиробластический гранит; 12 – гранитизация; 13 – зоны разломов; 14 – слоистость; 15 – предполагаемый некк с радиально-концентрическим сочленением

Вулканические породы о. Ихамиеленсари перемежаются с осадочными породами (рис. 12). Структура свидетельствует о высокой пластичности вулканогенно-осадочных пород. Лавовые потоки основного и ультраосновного состава обычно имеют линзовидную форму.

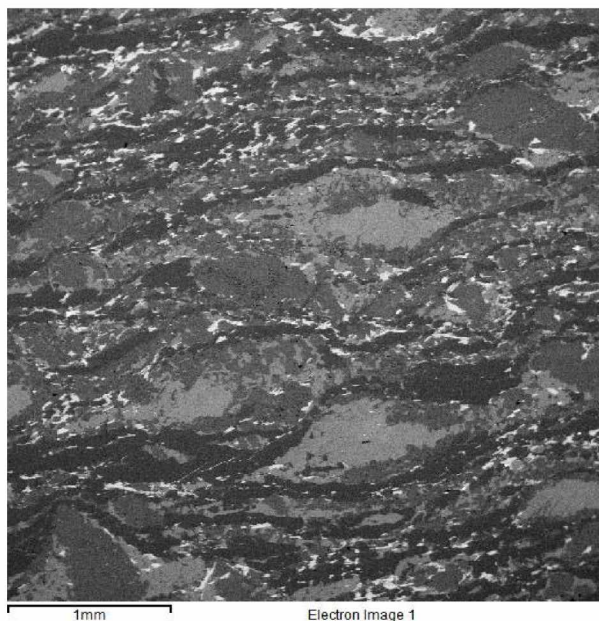


Рис. 12. Структура калевийского плагиогранит-порфира о. Ихамиеленсари

Калевийский вулканизм еще недостаточно изучен, но присутствие магнезиальной и железистой серий не вызывает сомнения. Так же, как в ливвийских вулканических породах (см. табл. 15), основные лавы магнезиальной и железистой серий имеют различный минеральный состав (табл. 23), характеризующий как первичный состав вулканитов, так и вторичные аутометаморфические изменения.

Таблица 23

Химический состав минералов калевийских вулканических пород
Основные лавы магнезиальной серии

Минералы	№ образца		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Плагноклаз	1641-17	1	48,15		34,22				16,97	2,08		101,42
		2	46,37		32,94				16,19	2,41		97,91
		3	65,69		21,53				1,75	10,84		99,81
Авгит	1641-17	1	52,83		0,9	10,24		13,32	23,83			101,12
		2	52,88		0,98	10,72		13,13	22,66			100,37
Амфибол	1641-17	1	51,83	0,83	5,57	13,2		14,74	12,79			100,2
		2	52,51		3,99	12,95		16,61	12,38			97,44
	1389-16	1	56,44		2,15	7,11		20,5	11,9			98,1
Биотит	1641-17	1	37,8	5,45	14,24	16,96		12,32			10,31	97,08
		2	37,55	3,94	14,69	17,69		12,85			10,15	96,84
Хлорит	1389-16	1	30,72	0,71	16,79	11,92		24,90				85,04
		2	33,55	0,65	15,98	9,13	0,73	26,66				86,70
Основные лавы железистой серии												
Плагноклаз	2195-3	1	63,52		19,83					10,61		93,96
		2	68,73		20,34				0,41	12,42		101,90
			68,87		19,78					11,91		100,56
	2195-5	1	63,35		22,51				3,78	9,36		99,0
		2	63,85		22,84				4,21	9,96		100,86
		3	64,25		21,59				2,95	10,78		99,57
Амфибол	2195-5	1	44,23		10,30	18,49		9,52	11,20	1,84	0,37	95,95
		2	42,06	0,45	13,80	20,54		7,96	11,33	2,35		98,49
		3	42,11		15,17	25,78		7,72	1,49		0,53	96,70
Биотит	2195-3	1	37,56	2,11	18,78	18,31		11,55			10,76	99,07
		2	36,82	2,17	19,07	17,57		12,49			9,47	97,59
		3	29,83	1,69	14,87	15,36		9,83			8,07	79,65
Мусковит	2195-3	1	48,06	0,58	31,37	1,39		1,78			11,67	94,85
		2	47,41		30,63	1,55		2,15			11,64	93,38
Анкерит	2195-5	1				15,09	0,69	11,95	28,95			56,68
			1,86			13,12	1,05	12,84	28,96			57,83
Хлорит	2195-5	1	25,11		20,38	25,82		13,72				85,03
		2	28,70		11,99	34,57		8,40				83,66
Кислые лавы												
Плагноклаз	1462-2	1	61,49		23,97				5,75	8,52		99,73
		2	61,67		23,90				5,51	8,80		99,88
	1462-3	1	60,80		23,81				5,43	8,81		98,85
Калишпат	1462-2	1	64,73		17,78					0,38	17,17	100,06
		2	62,96		18,47					0,72	16,57	98,72
	1462-3	1	64,26		18,72					0,59	16,72	100,29
		2	63,75		18,24					0,33	16,63	98,95
Биотит	1462-2	1	32,29	2,7	18,55	30,56	0,5	7,76			4,0	96,36
		2	34,5	3,03	17,59	24,19		7,13			10,39	96,83
	1462-3	1	35,51	1,78	17,13	24,73		6,63			9,8	95,8

Главными породообразующими минералами магнезиальной серии являются авгит и основной плагиоклаз. При автометаморфических изменениях происходит раскисление плагиоклаза. По пироксену развивается амфибол, который в свою очередь замещается хлоритом и кварцем. Состав амфибола непостоянный. Наблюдаются колебания в содержании алюминия и кальция. Хлоритизация сопровождается образованием микропрожилков сфена. Специфическим для магнезиальной серии является присутствие пентландита. Развитие биотита отдельными участками сопровождается редкоземельным минералом. Титаномagnetит и пирротин встречаются в виде единичных зерен.

В вулканических породах железистой серии плагиоклаз кислый и представлен преимущественно альбитом (см. табл. 23). Пироксен не встречается. Амфибол, биотит и хлорит характеризуются более высокой железистостью. В отличие от вулканитов магнезиальной серии здесь широко развит мусковит, замещающий биотит. Встречается анкерит. Широко развиты ильменит, рутил и халькопирит, образуя отдельные пятнообразные скопления.

Калевийские кислые вулканиты расположены в южной части Ладожской структуры в надочаговой зоне Салминского центра эндогенной магматической активности. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, калишпат, кварц и биотит. Калиевый полевой шпат высокотемпературный, содержит пертитовые вроски альбита. Биотит высокожелезистый. Образование среднего расплава, по всей вероятности, происходило за счет смешения основного и кислого расплавов. Высокое и непостоянное содержание K_2O в калевийских лавах – характерная черта центральной надочаговой зоны Ладожской структуры.

Проявление гидротермальной деятельности при вулканизме основного состава осуществляется в заключительную стадию извержения вулканов одновременно с дегазацией вулканических расплавов. Карбонат образует микропрожилки, к контактам которых нередко приурочен рудный минерал (рис. 13). Состав рудного минерала разнообразный – пирит, пирротин, халькопирит, ильменит, сфалерит, галенит. Обычно он наблюдается в виде крупнозернистых пятнообразных скоплений, неравномерно распределенных. Реже встречаются микропрожилки пирита, развивающиеся по микротрещинам (рис. 14). Гидротермально измененные вулканиты по химическому составу отличаются высоким значением потерь при прокаливании, прежде всего, за счет присутствия карбоната. Наиболее распространенные гидротермальные изменения связаны с микротрещиноватостью лавовых потоков базальтов и развитием карбонатизации и окварцевания.

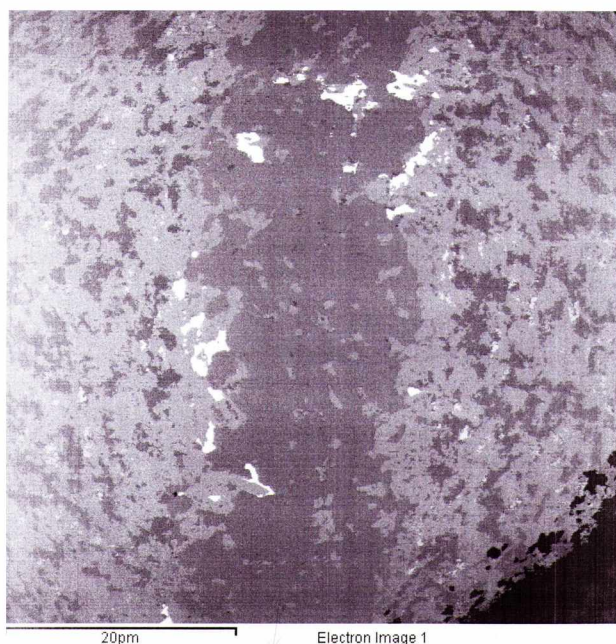


Рис. 13. Микропрожилок карбоната в гидротермально измененном габбро

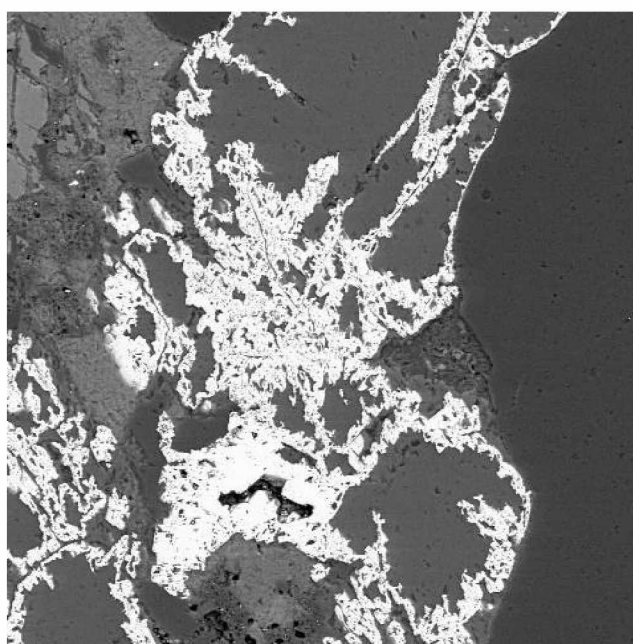


Рис. 14. Пирит, развивающийся по микротрещинам гидротермально измененного габбро

Калевийская габбро-долерит – тоналитовая серия. Ярким представителем габброидов этой серии является крупный Пяйкъярвинский массив габбро и гиперстеновых кварцевых диоритов, расположенный в междуречье Аурайоки-Мийналанйоки вблизи Лахденпохьи [Светов, Свириденко, 1992]. Состав его варьирует от габбро до кварцевого диорита. Наиболее распространенными в рассматриваемой серии являются крупные пластовые тела мощностью в несколько десятков метров, сопровождающиеся мелкими дайками.

В породах калевийской габбро-долерит – тоналитовой серии так же, как и в вулканических породах, выделяется магнезиальная и железистая серии. Железистая серия более распространенная, особенно среди пород среднего и кислого составов. В качестве примера рассмотрим ассоциацию габбро и диоритов, кварцевых диоритов района о. Тимонсари (табл. 24, 25).

Таблица 24

**Химический состав калевийских габбро и диоритов района о. Тимонсари
(окислы мас.%, элементы г/т)**

Комп.	1421-1	1440-4	1430-5	1419-1	1432-3	1407-5	1416-3	1416-1	1400-4	1400-5	1407-1
SiO ₂	48,58	50,24	50,85	50,96	51,16	51,24	56,04	58,56	58,66	59,29	59,80
TiO ₂	0,8	1,04	2,50	2,48	2,00	0,63	0,77	0,75	1,32	1,57	1
Al ₂ O ₃	11,82	12,70	16,51	14,42	18,95	11,66	15,65	17,89	17,04	15,19	16,15
Fe ₂ O ₃	1,14	1,24	1,94	1,14	1,44	0,48	0,63	3,19	0,96	1,02	1,35
FeO	9,41	7,83	10,13	11,21	7,62	9,62	7,53	5,74	6,35	6,61	6,32
MnO	0,17	0,033	0,077	0,134	0,067	0,188	0,088	0,067	0,057	0,080	0,086
MgO	10,5	11,29	5,15	6,58	3,90	13,06	5,60	2,71	4,02	2,05	4,00
CaO	12,97	8,69	5,61	8,2	4,47	9,52	6,24	4,48	5,06	6,31	5,14
Na ₂ O	1,34	1,79	1,18	2,78	4,15	0,89	2,96	2,8	3,16	2,73	2,74
K ₂ O	1,19	0,91	1,36	0,86	3,54	1,36	1,76	1,72	1,68	1,78	1,1
P ₂ O ₅	0,3	0,19	0,78	0,26	0,72	0,14	0,81	0,22	0,365	0,72	0,2
H ₂ O	0,2	0,90	0,47	0,24	0,02	0,29	0,19	0,38	0,52	0,18	0,29
ппп	1,44	2,83	3,24	1	1,60	1,07	1,51	1,33	1,51	1,57	1,89
Сумма	100,94	99,68	99,80	100,27	99,64	100,148	99,78	99,84	100,702	99,10	100,07
Li	2,2	3	71	24	25	31	75	48	36	39	48
Rb	16,9	29	119	55	269	122	199	108	113	125	71
Cs	9	5	9	9	3	10	5	6	5	5	4
Ba	400	330	520	450	1300	330	450	650	600	1100	570
Sr	510	450	330	600	780	480	750	510	450	550	530
Cu	36		240	84	33	34	39	47	29	29	42
Co	43		32	40	22	47	28	15	38	23	29
Ni	92		42	86	36	300	50	12	30	30	63
Zn	150	120	200	18	190	120	18	180	190		15
Cr	380		120	160	180	1100	23	100	130	110	110
V	210		180	220	110	180	14	66	100	90	150

Интрузивные породы калевийской габбро-тоналит – базальт-риодацитового вулканоплутонической ассоциации так же, как и их вулканические аналоги, испытали вполне сопоставимый автометаморфизм. Первичными минералами как в магнезиальной, так и в железистой серии являются плагиоклаз, авгит и гиперстен. Плагиоклаз в магнезиальной серии более основной (табл. 25). Во всех минералах магнезиальной серии содержание магния преобладает над содержанием железа. В соответствующих минералах железистой серии преобладающим является железо.

Таблица 25

Химический состав минералов калевийской габбро-долерит – тоналитовой серии

Минералы	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Mn	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Плагноклаз	1407-5	Магнезиальная серия									
		1	48,5		32,79			16,77	2,65		100,69
		2	47,49		39,16			16,87	2,23		99,75
Авгит	1407-5	1	52,71		0,71	7,49	14,44	23,72			99,07
Гиперстен	1407-5	1	52,61			22,94		23,12	0,77		99,44
		2	53			22,44		23,69	0,65		97,44
Роговая обманка	1407-5	1	51,27	1,13	6,88	9,69		16,98	12,98		100,19
		2	50,54	0,89	6,09	9,47		15,55	12,47	0,54	97,00
Биотит	1407-5	1	38,46	4,98	14,29	11,47		17,77		10,36	97,96
		2	39,29	4,42	14,27	12,13		17,51		10,48	98,10
Хлорит	1407-5	1	35,21		11,65	20,65		21,54			88,85
		2	33,90		8,09	16,75		15,54			74,28
Плагноклаз	1416-3	Железистая серия									
		1	57,1		26,69			9,24	6,45		99,47
	1430-5	2	55,78		27,22			9,51	9,45		98,95
		1	47,04		34,37			17,02	2,08		100,51
	1419-1	2	67,92		22,0				11,66		98,98
		1	56,85		27,18			9,91	5,96		100,00
	1419-4	2	56,86		26,97			9,76	6,41		100,00
		1	50,18		31,57			15,11	3,15		100,01
	550-4	2	48,45		32,84			16,16	2,55		100,00
		1	54,26		27,81			10,29	6,66		99,02
		2	54,43		28,61			11,04	5,90		99,98
Авгит	1419-1	1	51,38			13,81		11,86	22,95		100,00
		2	50,80		0,98	13,81		12,12	22,30		100,01
	1419-4	1	53,76		1,57	18,49		14,08	12,10		100,0
Гиперстен	1419-1	1	49,72		0,54	33,40		15,91	0,43		100,00
		2	50,19			33,93		14,81	1,07		100,0
Роговая обманка	1416-3	1	49,80	0,81	6,41	14,66		13,6	11,61	0,31	97,2
		2	52,93	1,01	6,18	14,87		15,28	12,75	0,67	105,68
	1419-1	1	43,80	1,85	9,79	19,49		10,78	11,94	1,08	100,01
		2	44,72	1,99	8,99	18,67		11,01	11,79	1,39	100,00
	1419-4	1	44,36	1,36	10,04	20,88		9,78	11,45	1,40	100,00
		2	44,17	1,36	10,47	21,02		9,50	11,49	1,01	100,00
	550-4	1	43,63	1,38	10,07	17,19		10,05	12,41	1,27	97,25
		2	43,18	1,16	9,02	16,55		8,88	11,71	1,08	92,87
Куммингтонит	1416-3	1	53,45		1,24	24,52	0,68	17,09	1,4		98,38
	1430-5	1	53,59		1,84	28,13	0,71	14,27	1,21		99,75
Жедрит	1419-1	1	36,74		10,3	37,69		14,56			100,01
		2	34,53		14,62	34,72		16,13			100,00
	1419-4	1	29,06		21,75	34,35		14,84			100,0
		2	29,08		22,59	35,36		13,97			100,0
Биотит	1416-3	1	37,68	2,77	13,52	21,1		14,45		7,83	97,97
		2	36,45	4,09	14,25	17,15		12,55		8,93	93,43
	1430-5	1	35,62	3,37	15,5	22,37		10,54		8,61	96,31
		2	34,62	4,25	14,98	22,07		10,48		8,29	94,89
	1419-1	1	39,77	4,50	14,25	20,98		9,86		10,63	99,99
		2	37,03	4,90	13,60	21,92		12,46		10,10	100,01
	1419-4	1	35,16	2,96	16,32	25,58		9,70		10,27	100,00
		2	36,38	2,34	15,37	24,10		12,20		9,61	100,00
Хлорит	1430-5	1	29,66		13,0	29,77		12,81		0,11	85,35
		2	30,17		14,03	26,77		14,05			85,02
		3	30,50		19,08	32,79		9,49			91,88
	550-4	1	25,40		15,82	29,45		11,82			82,49

Примечание. 1407-5, 1419-1, 1419-4, 1430-3 – габбро, 550-4 – долерит, 1416-3 – диорит.

Главными вторичными минералами в магнезиальной и железистой сериях являются роговая обманка, куммингтонит, жедрит, биотит. Менее распространенными являются магнетит, ильменит, рутил, пирит, пирротин, халькопирит, а также кварц. По пироксенам последовательно развивается роговая обманка, куммингтонит и жедрит. При этом жедрит является наиболее распространенным, так как он развивается по микротрещинам в породообразующих минералах. Наблюдается альбитизация плагиоклаза.

Под воздействием вулканических газов происходит разложение силикатов и алюмосиликатов с образованием сульфидов и окислов. Рудные минералы заполняют межзерновые пространства и развиваются по микротрещинам. Распределение кварца большей частью пятнистое. Наиболее поздним является хлорит. Иногда встречается карбонат и анкерит. Распределение их неравномерное. Как правило, они выполняют микротрещины и образуют микропрожилки.

Рассмотрение свекокарельского вулканоплутонизма людиковия, ливвия и калевия на основе большого фактического материала показало, что они надежно коррелируются и отражают главные закономерности эволюции в составе единой Ладожской вулканотектонической структуры.

2.2. Рифейский вулканоплутонизм

Рифейские вулканоплутонические образования на территории Приладожья включают проявления бимодального магматизма Салминского плутона, Валаамского силла, базальты салминской свиты, Хопунварский нект, дайки сортавалитов и лампрофиров. Перечисленные магматические образования различаются по возрасту и условиям залегания, но все они относятся к Салминскому центру эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], слагая надочаговую зону мантийного диапира. По своей многоэтапности и длительности вулканоплутонизм Ладожской вулканотектонической структуры, включающий свекокарельский и рифейский периоды, следует считать полициклическим.

Проведенное палеовулканологическое районирование и выделение Салминского центра эндогенной магматической активности с обоснованием пространственного совпадения его с головной частью мантийного диапира [Светов, Свириденко, 1999], определяемого по геофизическим данным, а также доказательство его полициклическости показало, что эволюция магматизма в пределах Салминского центра служит отражением эволюции мантийнокорового диапиризма.

Между свекокарельским вулканоплутонизмом и рифейским существует большой разрыв во времени. Нижней границей раннего рифея является рубеж региональной пенепленизации и континентального выветривания гранитизированных свекокарельских пород, соответствующий 1800 млн лет. Формирование Салминского и Улягского массивов оценивается 1546,7–1530 млн лет [Larin et al., 1996].

2.2.1. Раннерифейская габбро-анортозит – рапакивигранитная ассоциация

По данным бурения [Анортозит-рапакивигранитная..., 1978] породы основного состава рассматриваемой вулканоплутонической ассоциации включают анортозиты, габбро-анортозиты, габбро и габбро-нориты. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, авгит, гиперстен. Иногда встречается фаялит. Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом. Для габброидов характерно присутствие межгранулярных гранофировых кварц-калишпатовых сростаний и отдельных зерен ортоклаз-микропертита. Монцониты и кварцевые монцониты Салминского массива [Шинкарев, Анищенко, 1973] имеют чрезвычайно пестрый состав с неравномерным распределением породообразующих минералов (кварца, плагиоклаза, калишпата, клинопироксена). Второстепенные минералы – роговая обманка и биотит. Салминский плутон имеет пластовую форму с перемежаемостью габбро-анортозитов и гранитов.

Бимодальный магматизм рассматриваемой ассоциации генетически связан с тремя центрами эндогенной магматической активности южной краевой части Фенноскандинавского щита: Выборгским (1667–1617 млн лет), Аландским (1584–1556 млн лет) и Салминским (1547–1530 млн лет). Характер и последовательность магматизма в этих центрах вполне сопоставимы. В них выделяются вулканоплутонические серии кварцевый порфир-рапакивигранитная и онгонит-редкометаллогранитная [Свириденко и др., 1984]. Рассмотрим их на примере Салминского центра Ладожской структуры.

Граниты Салминского плутона и сопровождающие его субвулканические дайки образуют две вулканоплутонические серии: кварцевый порфир-рапакивигранитную и онгонит-редкометаллогранитную. Химические составы субвулканических и плутонических пород этих серий вполне сопоставимы (табл. 26).

Кварцевый порфир-рапакивигранитная серия в составе Салминского плутона представлена тремя разновидностями гранитов рапакиви: выборгит, питерлит и крупноовоидный порфировидный гранит. Они имеют близкий состав. Главными породообразующими минералами являются кварц и ортоклаз. Второстепенные минералы – плагиоклаз, биотит, феррогастингсит. В виде редких зерен встречаются фаялит, авгит, ферросилит. Для химического состава характерно резкое преобладание калия над натрием. По своему составу граниты являются субщелочными и содержат повышенные концентрации бария (см. табл. 26).

Таблица 26

Средние составы вулканоплутонических серий Салминского плутона

Окислы	Кв. порфир-рапакивигранитная				Онгонит-редкометаллогранитная			
	1(34)	2(39)	3(18)	4(11)	5(25)	6(30)	7(20)	8(14)
SiO ₂	69,73	73,56	74,15	72,99	74,63	74,71	75,23	74,67
TiO ₂	0,40	0,19	0,35	0,23	0,17	0,18	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	13,92	12,52	12,51	13,12	12,42	12,47	13,70	13,30
Fe ₂ O ₃	1,64	0,97	1,04	1,16	1,20	1,42	0,63	1,07
FeO	2,77	1,80	2,01	1,80	1,72	1,40	0,86	0,87
MnO	0,09	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02
MgO	0,40	0,24	0,29	0,37	0,11	0,17	0,07	0,14
CaO	1,39	0,78	0,99	0,98	0,71	0,74	0,37	0,49
Na ₂ O	2,90	2,89	2,58	3,15	3,18	3,16	3,98	3,69
K ₂ O	5,65	5,08	5,04	5,25	5,05	4,81	4,56	5,09
P ₂ O ₅	0,30	0,04	0,05	–	0,02	0,01	0,03	–
F	0,05	0,14	0,18	0,07	0,23	0,46	0,64	0,37
Li	34	48	40	32	67	104	275	20
Rb	180	310	235	323	313	420	772	650
Zr	413	261	354	371	305	140	155	250
Sr	153	85	79	72	85	85	85	20
Ba	2225	567	1162	845	148	98	267	400
Y	43	76	59	40	90	89	139	72
Nb	33	39	40	37	66	69	72	90
Th	14	25	18	27	26	47	54	30
Ta	2,0	2,0	3,1	4,3	6,6	9,1	21,6	–
U	1,8	3,2	–	–	4,2	6,5	–	–
Pb	36	37	37	58	37	45	38	50
Ni	12	11	11	13	14	14	18	20
Co	9	2	4	3	4	4	2	3
V	20	13	14	21	14	10	19	20

Примечание. 1 – выборгит; 2 – питерлит; 3 – овоидный порфировидный гранит; 4 – кварц-полевошпатовый порфир; 5 – равномернозернистый биотитовый гранит; 6 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 7 – топазсодержащий гранит; 8 – топазсодержащий кварц-полевошпатовый порфир (онгонит).

Кварцевые порфиры образуют пояс даек, параллельный западному контакту Салминского массива, находясь на расстоянии 2 км от него. Вкрапленниками кварцевых порфиров являются калишпат-пертит и кварц, которые образуют либо идиоморфные зерна, либо овоиды. Основная масса состоит из калишпата, кварца, плагиоклаза, биотита. Кварцевые порфиры сопоставимы с гранитами рапакиви не только по минеральному и химическому составу, но и по геохимическому. Породы кварцевой порфир-рапакивигранитной ассоциации характеризуются высоким содержанием P_2O_5 , Ba, Sr, Zr, U, что свойственно субщелочным гранитным системам. Сопоставимость составов вулканических и плутонических фаций рассматриваемых серий (см. табл. 26) говорит о геохимически устойчивом расплаве в каждой из них.

Акцессорные минералы гранитов рапакиви – апатит, монацит, торит, барит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, паризит, чевкинит. Главной их специфической особенностью является высокое содержание газов CO_2 , CO, CH_4 [Sviridenko, 1994]. Раннемагматическая стадия кристаллизации гранитов рапакиви начинается уже при подъеме сильно флюидизированного гранитного расплава с низов земной коры. Благодаря обогащенности расплавов углеродсодержащими газами происходит их быстрое эксплозивное внедрение. Дайки кварцевых порфиров в приконтактной зоне содержат множество остроугольных ксенолитов, что также свидетельствует об эксплозивном внедрении. Главный минерал раннемагматической стадии кристаллизации – калишпат. Совместно с ним иногда кристаллизуются безводные темноцветные силикаты, что объясняется повышенной щелочностью.

Позднемагматическая стадия кристаллизации проявляется при заполнении поднявшейся магмой магматической камеры. Происходит снижение температуры и повышение P_{H_2O} . Вместо ортоклаза кристаллизуется биотит. Совместно с биотитом кристаллизуется олигоклаз, образующий оболочки вокруг ортоклаза.

Гидротермальная стадия происходит при отделении флюида и спаде давления в верхних горизонтах земной коры. В переходный период вместо олигоклаза кристаллизуется альбит и высокожелезистый биотит (аннит). Кварц кристаллизуется во всех стадиях (от раннемагматической до гидротермальной). Началом гидротермальной стадии является кислотный метасоматоз, для которого типичен вынос Fe, Mg, Ca и щелочей K, Na с возрастанием общей кислотности породы. Выносимый кальций отлагается в виде редких зерен карбоната. Завершение гидротермальной стадии фиксируется микропрожилками хлорита, в ассоциации с которыми нередко наблюдаются ильменит и рутил.

Онгонит-редкометалльногранитная серия, имея близкий петрографический состав с породами кварцевый порфир-рапакивигранитной серии, резко отличается геохимически. В дайках присутствуют зерна топаза, иногда наблюдающиеся в виде мелких включений в кварце, а также в составе кварц-биотитовых микропрожилков.

Биотитовые лейкограниты Салминского плутона, в результате эманационной дифференциации которых образуются топазсодержащие протолитионитовые граниты, слагающие не вскрытую эрозией верхнюю приконтактную часть массива, так же как и граниты рапакиви, являются существенно кварц-калишпатовыми лейкогранитами, содержащими высокожелезистые темноцветные минералы. Это типичные плюмазитовые граниты, широко развитые в фанерозое. Отличительной особенностью их структуры по сравнению с гранитами рапакиви является таблитчатая форма калиевого полевого шпата и дипирамидальная форма кварца.

Породы онгонит-редкометалльногранитной серии имеют более низкое содержание MgO по сравнению с гранитами рапакиви при высокой степени окисленности железа (см. табл. 26), а также более высокое содержание F, Rb, Li, Y, Nb, Ta, U. Главной причиной их геохимического различия является разный флюидный состав. В отличие от гранитов рапакиви, биотитовые лейкограниты обогащены фтором, что способствует повышению концентрации воды. Это высокорубидиевые граниты.

Магматический расплав рассматриваемой серии образуется в условиях средней коры под воздействием базитового расплава и флюидного потока. На ранней стадии кристаллизации давление было достаточно высоким. Раннемагматическая стадия биотитовых лейкогранитов представлена ассоциацией ортоклаз-пертита и титаномагнетита. Кристаллизуется также кварц. В позднемагматическую стадию вместо ортоклаз-перита кристаллизуется калишпат, альбит и низкотитанистый магнетит. Постмагматическая стадия выражена кристаллизацией высокожелезистого и низкотитанистого биотита (аннита). В гидротермальную стадию по биотиту развивается гидробиотит. Широко проявлена грейзенизация.

Характерные акцессорные минералы – флюорит, магнетит и топаз. Касситерит встречается в неравнозернистых биотитовых гранитах. Дифференциация онгонит-редкометалльной серии определяется высоким содержанием фтора. Широко проявлена гидротермальная стадия.

2.2.2. Среднерифейская феррогаббро – долерит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация

Среднерифейская феррогаббро – долерит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация включает базальты салминской свиты, габбро-долериты Валаамского силла, Хопунварский некк, дайки сортавалитов и дайки лампрофиров (см. табл. 4). Породы салминской свиты установлены на коре выветривания Салминского массива [Кайряк, Хазов, 1967]. В ее составе выделены два пакета вспененных афировых и микропорфировых базальтов. Нижний пакет общей мощностью 44–126 м включает 9 лавовых потоков, а верхний – 4–6 лавовых потоков микропорфировых оливиновых базальтов мощностью 60–85 м [Кайряк, Хазов, 1967; Тихомиров, Яновский, 1970]. Sm-Nd изотопный возраст базальтов – 1499 ± 68 млн лет [Богданов и др., 2003].

Валаамский силл габбро-долеритов, возраст которого по бадделеиту составляет 1459 ± 3 млн лет и 1457 ± 2 млн лет [Rämö et al., 2001], мощностью более 200 м, в вертикальном сечении представляет собой камерно-инъекционную интрузию [Свириденко, Светов, 2008]. В основании его залегает горизонт рудного габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита. Далее вплоть до центральной части следуют офитовые габбро-долериты. Центральную часть составляют трахитоидные и лейстовые габбро-долериты. Вторую половину силла, особенно его верхнюю часть, составляют среднезернистые, до крупнозернистых, трахитоидные, преимущественно офитовые габбро-долериты, аналогичные нижней и средней части. Для них характерно обилие миароловых пустот, образующихся при дегазации базальтовой магмы во время формирования силла.

В габбро-долеритах Валаамского силла отсутствуют признаки дифференциации либо расслоенности. Главными пороодообразующими минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен. Иногда встречается оливин. Главный акцессорный минерал – апатит. Второстепенные минералы – роговая обманка и биотит.

В составе габбро-долеритов Валаамского силла отмечается изобилие жил мелкозернистого лейкогранита (гранофира). Мощность их составляет первые сантиметры. Вариация мощностей – от 0,1 до 30 см. Внедрение жил было многократным. С гранитами связана монцонитизация габбро-долеритов [Свириденко, Светов, 2008] и образование купольных структур. В Валаамском силле можно непосредственно наблюдать процессы флюидизации. С монцонитами ассоциируют площади «фонтанчиков» или газовых пузырьков, формирующихся над горизонтальными течениями. При этом монцонитовые слои и купола образуются лишь при существовании большого объема гранитного расплава в виде хотя и маломощных, но пластовых тел.

Во всех структурных разновидностях пород Валаамского силла (феррогаббро, офитовые, трахитоидные и лейстовые габбро-долериты) наблюдается межгранулярный кварц-калиевошпатовый микропегматит. Химический состав различных по структуре габбро-долеритов вполне сопоставим (табл. 27). Их характерной особенностью является высокое содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 низкое содержание MgO , повышенное и неравномерное распределение K_2O , а также высокое содержание бария. Жильный гранит по составу сопоставим с гранитом рапакиви (см. табл. 26). Он также высокobarиевый.

**Средний химический состав пород Валаамского силла
(окислы, мас. %, элементы г/т, количество анализов в скобках)**

Компоненты	Феррогаббро	Офитовые габбро	Трахитоидн. габбро	Лейстовые габбро	Гранит
	(11)	(3)	(16)	(4)	(16)
SiO ₂	49,27	49,46	50,05	48,43	76,07
TiO ₂	2,78	3,07	2,76	3,23	0,15
Al ₂ O ₃	13,08	12,74	13,26	13,03	11,21
Fe ₂ O ₃	5,41	5,89	5,83	6,09	1,28
FeO	8,78	8,90	7,89	8,35	0,77
MnO	0,178	0,157	0,186	0,175	0,02
MgO	4,01	4,13	3,78	3,87	0,43
CaO	6,79	7,01	6,96	6,86	0,82
Na ₂ O	3,24	3,03	3,31	3,14	2,49
K ₂ O	2,08	2,03	1,98	1,88	5,91
P ₂ O ₅	1,64	1,78	1,43	1,21	0,11
Ba	1578	1600	1751	1875	729
Rb	38	38	35	35	92
Sr	335	500	478	390	80
Cs	6,5	7,42	7,07	5,3	2
Li	12,84	11,77	13,25	12,43	14
Cr	27	98	30	36	
Ni	37	32	31	77	8
Co	42	38	34	145	2
V	157	207	130	160	14
Cu	15	21	17	74	
Zn	178	172	191	165	
Nb			16		24
Zr			192		635
Y			47		42
Th			7		15

2.2.3. Рифейский дайковый комплекс

Рифейские дайки Приладожья широко распространены на площади от оз. Малого Янисъярви на северо-востоке до Выборгского массива гранитов рапакиви на юго-западе. Они прорывают свекокарельские породы и образуют эшелонированные пояса северо-западного простирания [Светов, Свириденко, 1995], а также кусты дайково-жильных тел, сопряженных с системами автономных сдвиговых зон. В настоящее время отсутствуют изотопные датировки даек, но, учитывая, что рифейский базитовый магматизм не одноактный, проявление рифейских долеритовых даек также следует считать многоактным.

Структурно обособлены три группы долеритовых даек – салминская, сортавальская и элисенваарская [Светов, Свириденко, 1995], но они по составу не различаются и представляют собой афировые или микропорфировые разновидности. Афировые разновидности принято называть сортавалитами. В эндоконтактных зонах нередко содержатся остроугольные ксенолиты, что роднит их с туффизитовыми дайками кварцевых порфиров, ассоциирующих с Салминским массивом гранитов рапакиви, и служит признаком высокоскоростного внедрения с обилием флюидной фазы. Развитие вариолей в краевой части – характерная черта даек сортавалитов. Размеры их составляют от долей до 6 мм в диаметре. Вариоли образуют тонкие параллельные контактам полосы.

Дайка о. Сур-Хапасари может считаться типичной для рассматриваемых рифейских даек [Светов, Свириденко, 1995]. Преобладающая структура долерита метельчатая. Длиннопризматические кристаллы клинопироксена образуют веерообразные розетки. Плагиоклаз также образует длиннопризматические кристаллы. Местами плагиоклаз таблитчатый слабозональный,

в центральной части соссюритизирован. Амфибол представлен жедритом. Содержание рудного минерала составляет около 10 %. Нередко встречаются кварц-карбонатные микропрожилки. Химический состав характеризуемой дайки устойчив (табл. 28) и коррелируется со средним составом других долеритовых даек, а также с химическим составом Валаамского силла (см. табл. 27). В эндоконтактной зоне закалки наблюдаются вариолитовые структуры. Все это свидетельствует о повышенной щелочности и высокой флюидонасыщенности.

Таблица 28

Химический состав долеритов о. Сур-Хапасаари

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,00	50,92	51,60	51,69	51,74	51,82	52,00	52,41	52,65	52,72
TiO ₂	2,50	2,42	2,32	2,60	2,32	2,42	2,40	2,56	2,53	2,43
Al ₂ O ₃	13,03	12,86	13,19	13,37	12,92	12,86	12,87	13,39	13,73	13,53
Fe ₂ O ₃	4,08	5,05	5,45	4,15	5,35	4,68	4,65	4,44	3,65	4,14
FeO	9,20	8,05	7,33	8,95	7,69	8,12	8,05	8,54	8,36	8,58
MnO	0,272	0,178	0,152	0,178	0,172	0,170	0,162	0,178	0,208	0,194
MgO	4,54	3,33	3,18	3,55	3,38	3,18	3,28	3,22	4,27	4,16
CaO	4,91	6,03	6,03	6,07	5,75	6,03	6,31	6,20	4,46	4,53
Na ₂ O	2,83	3,29	3,33	3,26	3,33	3,34	3,34	3,39	3,57	3,76
K ₂ O	1,87	1,86	2,22	1,81	2,22	2,16	2,15	2,02	2,49	2,33
P ₂ O ₅	1,26	1,22	0,89	1,39	1,14	1,20	1,20	1,26	1,21	1,16
H ₂ O	0,88	1,08	0,94	10,67	0,95	0,85	0,77	10,95	1,03	0,64
n.n.n.	4,42	3,80	2,95	2,76	2,97	2,76	2,73	1,93	2,59	1,94
Сумма	99,84	100,13	99,63	99,71	99,98	99,62	99,93	99,58	99,75	99,52
Li ₂ O	0,0035	0,0021	0,0021	0,0027	0,0016	0,0022	0,0025	0,0021	0,0021	0,0022
Rb ₂ O	0,0040	0,0034	0,0045	0,0032	0,0042	0,0043	0,0049	0,0045	0,0049	0,0057
Cs ₂ O	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004
CuO	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
CoO	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006	0,006	0,006	0,005	0,005	0,006
NiO	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
V ₂ O ₅	0,016	0,0248	0,0272	0,013	0,0256	0,0184	0,021	0,21	0,016	0,025
Cr ₂ O ₃	0,001	0,004	0,006	0,007	0,006	0,005	0,004	0,004	0,002	0,006
ZnO	0,021	0,020	0,021	0,021	0,019	0,021	0,020	0,021	0,015	0,020

Минеральный состав рифейских даек сортавалитов довольно разнообразный (табл. 29). Кроме перечисленных минералов долеритовой дайки о. Сур-Хапасаари нередко встречается калишпат и участки кварц-калишпатовой пегматоидной структуры. Встречены также единичные зерна эгирина. Весьма разнообразны акцессорные минералы: апатит, барит, монацит, гематит, циркон, магнетит, ильменит, пирротин, сфен, титанит, паризит. Для даек характерен устойчивый базитовый состав, высокое содержание TiO₂ и P₂O₅, а также высокое содержание щелочей.

Повышенное содержание флюида в составе расплава способствует развитию гидротермально-метасоматических процессов. Длиннопризматические кристаллы авгита разъедены по краям и замещаются жедритом. Неравномерно распределены кварц и калишпат, иногда образующие симплектитовые сростания. Их присутствие свидетельствует о развитии вторичных процессов. Калишпат встречается в виде двух генераций – ортоклаз-пертита и более поздней калиевой генерации.

Нельзя не отметить, что специфика состава даек сортавалита сопоставима с составом пород Валаамского силла, отличаясь главным образом значительно меньшим объемом и условиями залегания. Характерной особенностью сортавалитов является развитие по микротрещинам паризита.

Таблица 29

Химический состав минералов даек сортавалитов

Минерал	№ обр.		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	CO ₂	Сумма
Плаггиоклаз	2514	1	60,57		24,12				6,62	8,06							99,99
		2	61,53		24,16				6,43	6,87							100
		3	59,57		25,63				7,05	7,74							100
	1606-3	1	60,99		24,67				6,12	7,74							100
	2514	1	48,04	0,91	3,53	22,93	0,85	9,74	10,26	2,79	0,96						100
Авгит	1606-3	1	48,99		2,86	25,69		8,82	13,64								100
		2	46,86		4,93	16,96		12,09	17,17								
Эгирин	2514	1	54,82			30,22				14,96							100
		2	55,37			29,42				15,21							100
		3	55,4			29,56				15,04							100
Жедрит	1606-3	1	39,04		10,96	39,37		9,55									100
		2	31,82		11,18	50,77		6,23									100
Биотит	1606-3	1	41,64		10,43	21,64		14,95			9,04						100
		2	36,65		11,50	32,11		10,15			6,16						100
Калишпат	1606-3	1	66,32		18,88					5,74	9,06						100
		2	66,56		18,98					5,52	8,94						100
	2514	1	65,22		18,30	2,46				3,94	10,07						100
		2	64,88		19,30						15,82						100
		3	66,07		17,82						16,10						100
Паризит	2514	1							1,65			2,80	14,32	29,16	7,37	97,25	100
		2							1,51			1,64	14,01	32,22	8,08	93,62	100

Микрозондовый анализ вариолитов позволяет выявить характер расслоенности. В качестве примера приводится состав трех зон конкретной вариоли (рис. 15) и для сопоставления – составы соответствующих зон из других вариолей (табл. 30, рис. 16). Краевая зона вариоли (см. рис. 15) имеет ультраосновной высокожелезистый состав при полном отсутствии Na_2O . Состав промежуточной зоны отвечает сиениту. Такова специфика и других вариолей на фоне светлой части (см. рис. 16) ультраосновного состава.

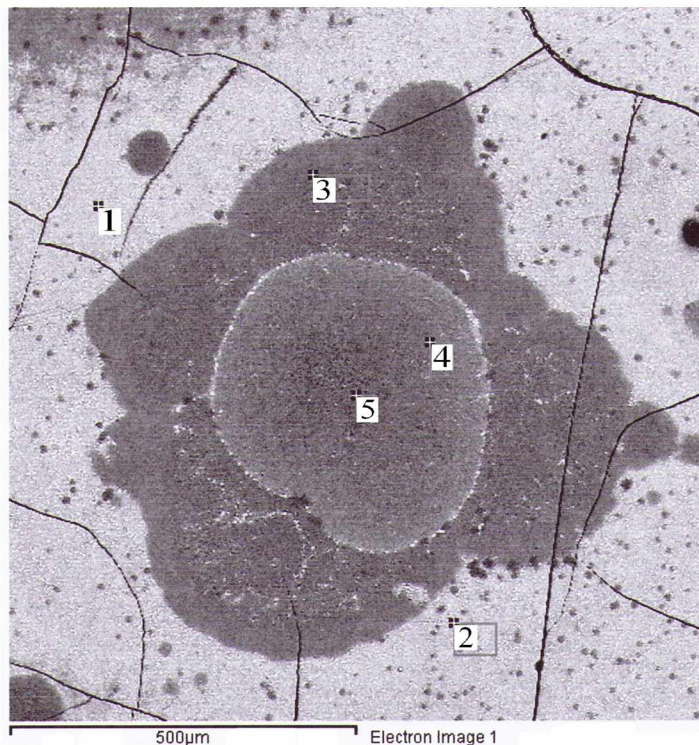


Рис. 15. Строение вариоли в зоне эндоконтакта дайки сортавалита:

1, 2 – краевая зона; 3 – промежуточная зона; 4, 5 – центральная зона

Таблица 30

Микрозондовый анализ вариолитов в эндоконтактовой зоне даек сортавалитов

Зоны вариолитов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Сумма
Химический состав вариоли (рис. 10)										
1	38,57	1,81	12,20	28,58	9,14	3,80		4,01	1,88	99,99
2	43,21	3,40	11,30	24,07	7,39	5,56		3,69	1,37	99,99
3	56,11	2,85	15,32	8,85	2,38	4,31	5,87	3,04	1,27	100,00
4	51,62	3,21	13,61	13,00	4,18	4,73	5,80	1,82	2,04	100,01
5	58,05	2,67	12,72	10,64	4,36	3,16	5,62	0,95	1,84	100,01
Краевая зона	32,99	2,92	8,83	23,65	6,23	3,98		4,50	1,87	84,97
	33,49	2,33	9,42	21,9	7,08	9,86		2,26	3,80	90,14
	39,72	3,05	11,18	25,81	8,02	5,36		4,60	2,24	99,98
	40,86	3,59	10,56	23,86	13,72	3,56		2,21	1,65	100,01
	34,13	22,00	6,73	9,90	2,52	20,96		2,31	1,43	100,01
	34,66	24,14	6,65	8,61	2,66	21,75		1,54		100,01
Промежуточная зона	34,86	22,12	7,51	9,85	2,79	20,26		1,62	0,98	99,99
	55,87	2,65	15,87	9,55	2,92	3,70	6,83	1,25	1,41	100,01
	56,51	2,87	15,43	8,92	2,39	4,34	5,91	3,06	1,28	100,71
	56,53	2,94	15,81	5,70	2,90	6,03	6,15	1,13	1,47	98,66
Центральная зона	59,01	2,64	12,67	11,2	3,16	3,92	4,77	1,59	1,64	100,00
	50,06	2,87	14,82	13,12	3,58	2,85	3,64	3,46	0,88	95,28
	50,18	4,19	14,71	9,52	1,89	4,95	4,59	3,38	1,22	94,63
	52,01	2,68	11,93	8,71	3,76	3,03	5,23	0,87	1,49	89,71
	53,37	3,06	15,5	10,64	5,98	2,52	6,32	1,09	1,52	100,00

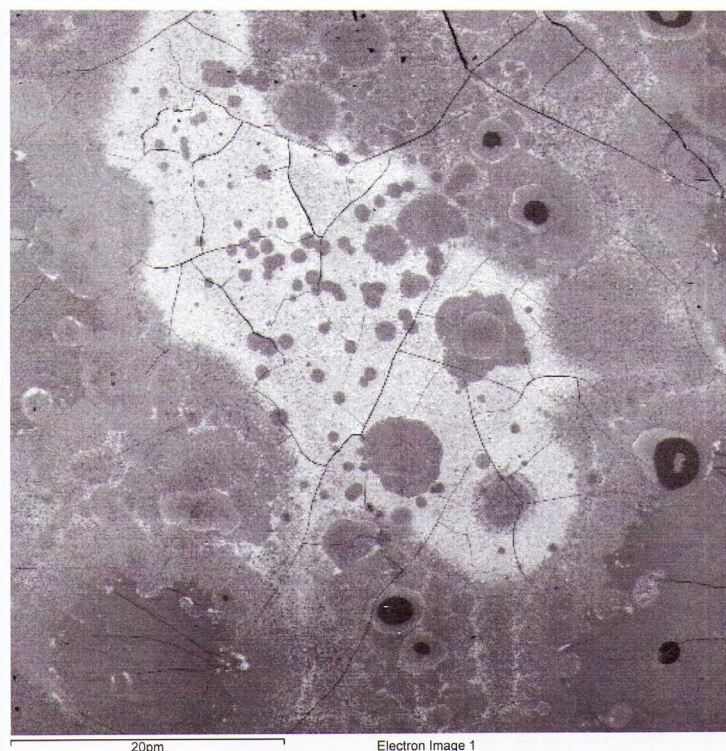


Рис. 16. Вариолитовая структура в эндоконтактной части дайки сортавалита

Вариоли на фоне вулканического стекла среднего состава имеют кварцевый или кварц-карбонатный состав в центральной части, соответствующий гидротермальной стадии кристаллизации. В целом вариолитовый характер структуры отражает расслоение базитового расплава на ультраосновной, основной и средний, обогащенный щелочами, Al_2O_3 и SiO_2 (см. табл. 30). Обособленные яркие белые пятна на фоне светлой основной массы сложены сфеном и отличаются максимально высоким содержанием титана и кальция (см. табл. 30).

Поскольку вариолиты появляются лишь в эндоконтактной зоне, то можно считать, что их образование обязано падению давления при внедрении, выделению флюидов и их воздействию на расплав.

Химический состав долеритов рифейских даек в целом сопоставим с составом пород среднерифейской вулканоплутонической ассоциации. Его характерная особенность – повышенное содержание TiO_2 , P_2O_5 , резкое преобладание железа над магнием, высокая степень окисленности железа и повышенное содержание K_2O . Все эти признаки свидетельствуют о повышенной щелочности базитового расплава. На это указывает также ассоциация авгита и ортоклаза, присутствие эгирина, ортита и паризита.

Хопунварский некк представляет собой вертикальное изометричное в плане тело диаметром около 300 м, прорывающее на глубине граниты рапакиви Салминского массива [Ларин, Кутявин, 1993], и имеет изотопный возраст 1330 ± 60 млн лет. Сложен некк преимущественно габбро, габбро-норитами и габбро-долеритами, а в эндоконтакте – мелкозернистыми долеритами. Принято считать [Светов, 1979], что Хопунварский некк является подводящим каналом базальтов салминской свиты.

Главные пороодообразующие минералы Хопунварского некка – клинопироксен и основной плагиоклаз (табл. 31). Главные акцессорные минералы – апатит, сфен, титаномagnetит, ильменит. Структура преимущественно порфировая. Пироксен иногда в краевой части содержит каемки, отличающиеся от главного состава зерен пироксена повышенным содержанием железа и более низким содержанием кальция (рис. 17). С потерей пироксеном кальция, видимо, связано образование волластонита, наблюдающегося в виде микропрожилков, а также встречающегося в основной массе в ассоциации с калишпатом и плагиоклазом более кислого

состава. Этот метасоматический процесс протекает в постмагматическую стадию под воздействием высокотемпературного флюида. В низкотемпературную гидротермальную стадию появляются кальцит и местами кварц, а также хлорит. Тесная ассоциация калишпата и волластонита служит указанием на время его образования.

Таблица 31

Химический состав минералов Хопунварского некка (скв. 689-364)

Минерал		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Сумма
Плагиоклаз	1	53,32		28,57				11,41	5,08	0,41		98,79
	2	55,75		27,85	0,56			10,55	6,01			100,72
	3	58,4		24,10				6,80	7,46	0,58		97,34
	4	67,66		19,50					11,40			98,56
Авгит	1	51,07	0,83	1,44	18,85	0,52	11,66	17,18				101,59
	2	51,32	1,02	1,54	1,74	0,52	13,86	19,91				99,91
	3	50,75	0,83	1,41	12,82		13,59	19,15				98,71
Калишпат	1	61,72		17,95					1,24	15,55	1,15	97,62
	2	64,18		18,61					3,10	13,41		93,31
	3	63,46		18,54					1,42	15,59		99,02
Хлорит	1	30,11		14,12	27		15,49	0,51				87,23
	2	33		12,65	24,51		17,43					87,59
	3	28,96		13,20	24,71		14,83					81,7
Волластонит	1	49,86								48,44		98,3
	2	48,89								47,19		96,08

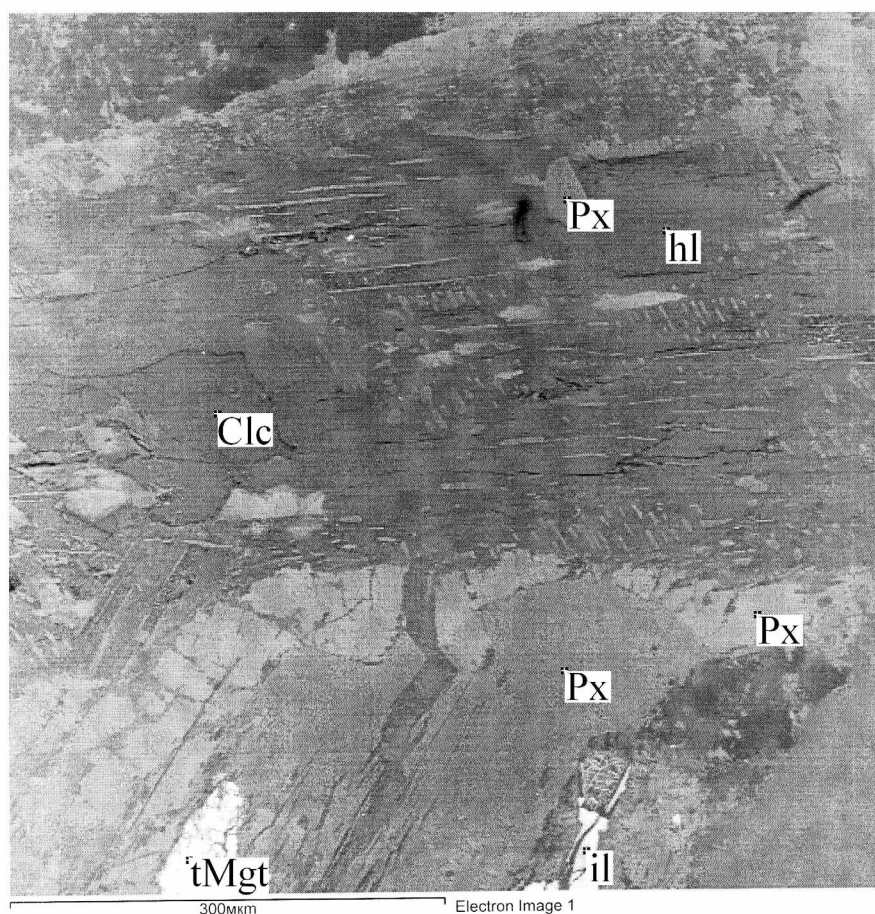


Рис. 17. Изменение состава пироксена в краевой зоне Хопунварского некка:

Px – пироксен; hl – хлорит; Clc – кальцит; tMgt – титаномagnetит; il – ильменит

Рассмотренный весьма разнообразный фактический материал по рифейскому вулканоплутонизму позволяет считать, что условия образования различных магматических комплексов вполне сопоставимы и обладают всеми признаками флюидизированных систем повышенной щелочнометалльности. Для всех рифейских магматических пород характерно повышенное содержание титана, фосфора и бария. Щелочнометалльность в целом коррелируется с высокой степенью окисленности железа, что можно видеть на рис. 18. Наименьшей щелочностью обладают базальтовые лавы салминской свиты, которые теряют флюиды при извержении. Степень окисленности железа в них, при постоянном содержании SiO_2 , варьирует в широких пределах. В противоположность им в когенетических сортавалитах, где под влиянием флюидов образуются вариоли, щелочность и степень окисленности железа возрастают с повышением кремнекислотности.

Повышенной щелочностью на территории Приладожья отличаются также рифейские дайки лампрофиров [Иващенко, Лавров, 1992; Светов, Свириденко, 1995], залегающие в центральной наддиапировой зоне, но к настоящему времени еще слабо изученные. При низком содержании SiO_2 они, как и другие рифейские породы вулканоплутонической ассоциации, характеризуются повышенным содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , K_2O , а также Ba и Sr.

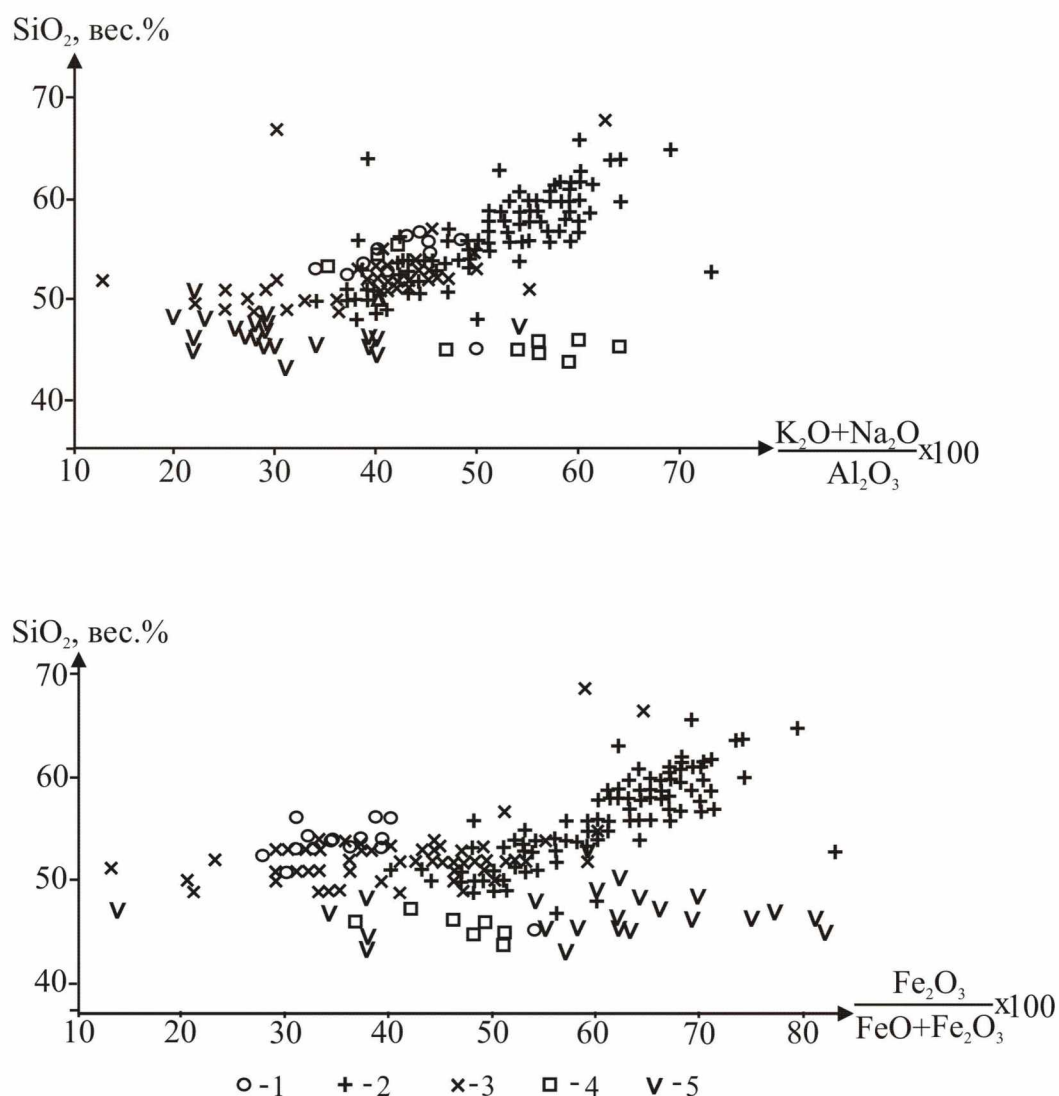


Рис. 18. Соотношение SiO_2 со щелочностью и степенью окисленности железа рифейских вулканоплутонических образований:

1 – Хопунварский нект; 2 – габброиды и граниты Валаамского силла; 3 – рифейские дайки (сортавалиты); 4 – дайки лампрофиров; 5 – базальты салминской свиты

В бимодальном магматизме Валаамского силла [Свириденко, Светов, 2008] щелочность и степень окисленности железа в породах кислого состава прямо пропорциональны содержанию SiO_2 и проявлены значительно интенсивнее. Это подтверждает особое влияние флюидов на рассматриваемые параметры.

Рифейский вулканоплутонизм Ладужской структуры, отличающийся повышенной щелочностью, развивался в надочаговой зоне мантийного диапира. Повышенная щелочность его может быть объяснена углублением магматического источника по сравнению со свекокарельским. Именно поэтому в рифейских вулканоплутонических породах наблюдается более высокое содержание TiO_2 , P_2O_5 , BaO , а также редких земель. На углубление магматического источника в рассматриваемой тектонической зоне указывает также наличие в р-не пос. Элисенваара кимберлитов [Хазов и др., 1993].

Как геологический, так и вещественный фактический материал по охарактеризованным магматическим породам различной глубинности свидетельствует о том, что они мантийно-корового происхождения. Эволюционная направленность в их развитии, по-видимому, может быть объяснена углублением магматического источника.

Толентовый расплав лудиковийских магматических пород в ливнии сменяется на высокомагнезиальную и высокожелезистую серии, что можно объяснить лишь изменением исходного расплава, повышением его основности и ликвацией, а, следовательно, углублением магматического источника.

Об углублении магматического источника гранитов можно судить по высококалиевому составу рифейских гранитов. Если свекокарельские граниты характеризуются низким и непостоянным содержанием K_2O , возможно, не магматического происхождения, то рифейские граниты высококалиевые с резким и устойчивым преобладанием K_2O над Na_2O и со специфическим составом флюидов [Sviridenko, 1994], что нельзя объяснить иначе, как их глубинным происхождением. В целом характер распределения вулканоплутонизма и его эволюция дают фактический материал для суждения о специфичности тектоники раннего докембрия Ладужской вулкано-тектонической структуры, которая имеет автономную структурную организацию во всем вертикальном диапазоне от гипоцентра магматических очагов до эпицентра их вулканических построек.

ГЛАВА 3

МЕТАМОРФИЗМ И ГРАНИТИЗАЦИЯ

Характеризуя метаморфизм и гранитизацию, обычно употребляется понятие «метаморфизм и сопутствующая гранитизация», тем самым метаморфизм признается главным процессом. Вместе с тем, региональные купольные структуры, генетически связанные с гранитизацией, не позволяют считать гранитизацию второстепенным процессом. Поскольку флюидный поток, производящий гранитизацию и несущий калий, а также ряд редких элементов, имеет мантийный источник, можно считать, что посредством гранитизации мантийные глубины Земли оказывают энергетическое воздействие на коровые процессы. Энергетический источник метаморфизма чаще всего вообще не обсуждается, либо связывается с орогенезом, где метаморфизм считается синскладчатым.

Существует и другая точка зрения, согласно которой проявления гранулитового метаморфизма представляют собой термальные купола [Schreurs, Westra, 1986]. Малоглубинный метаморфизм в интервале давления 3–5 кбар при температуре от 550–650 °С до 700–825° (весьма похожий на высокотемпературный метаморфизм Северного Приладожья) по данным цитируемых исследователей ассоциирует с увеличением активности CO_2 . Нами подобного рода метаморфизм, рассмотренный в южной краевой части Фенноскандинавского щита [Свириденко, Светов, 2001; Свириденко, 2002], связывается с центрами эндогенной магматической активности. Энергетическим источником его служит мантия Земли, и, как правило, мантийный источник влияет не только на характер метаморфизма, но и гранитизации.

3.1. Гранитизация

Гранитизация широко проявлена в центральной наддиапировой зоне, развиваясь по породам ладожской серии (см. рис. 2) и создавая специфический тип купольных структур. Энергетическим источником ее служит мантийный флюидный поток в завершении свекокабельского тектоно-магматического цикла.

Региональная гранитизация как самостоятельный корообразующий процесс в пределах Приладожья обычно не рассматривается. Совместно с метаморфизмом характеризуется ультраметаморфизм, при котором происходит плавление метаморфического субстрата с образованием мигматитов [Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000, 2009 и др.]. Возможно, поэтому тектонический режим здесь до сих пор принято считать орогенным. Как правило, процессы ультраметаморфизма связывают с различными этапами деформаций [Ранний докембрий..., 2005]. Но поскольку гранитизация является структурообразующим процессом, создавая купольные структуры (см. рис. 2), изучение ее заслуживает большего внимания.

Впервые гранитизацию под воздействием мантийных флюидов (дебазификацию) обосновал Д. С. Коржинский (1952). По его определению гранитизация представляет процесс замещения любых пород гранитом. Главная суть созданной им модели гранитизации заключается в том, что по мере поднятия в холодную земную кору кислотность охлаждающихся флюидов возрастает, и они способны производить дебазификацию горных пород, через которые просачиваются. Дальнейшее развитие это направление получило в работах Ф. А. Летникова. Установлено, что состав трансмагматических растворов во многом предопределяет состав образующейся при гранитизации породы [Летников, 1975].

Э. Н. Лишневский (2000) на основе интерпретации гравиметрических данных пришел к заключению, что «граниты сформировались в гнейсо-гранитном „слое“ за счет преобразования окружающей их сиалической среды» [Лишневский, 2000, с. 31]. Это указывает на

преимущественно автохтонный характер развитых в Карелии гранитоидов и согласуется с выводами Д. С. Коржинского и Ф. А. Летникова об определяющей роли мантийных флюидов в процессах региональной гранитизации. Преобразование сиалической среды с образованием гранитоидов, а точнее – гранитизации вулканогенно-осадочного чехла с образованием гранито-ультраметаморфического слоя [Свириденко, 1980] происходит циклически путем последовательного наращивания на диоритовый слой земной коры. Процесс гранитизации происходит в завершающую стадию цикла. Для Ладожской структуры он соответствует около 1850–1800 млн лет.

Специфической особенностью докембрийской региональной гранитизации является формирование купольных структур, которое признается многими исследованиями [Павловский, 1962; Шейнманн, 1970; Салоп, 1971; Летников, 1975; Белоусов, 1978]. Широкое проявление купольных структур является признаком немагматического происхождения крупнозернистых пород гранитоидного облика. Это четко доказано также прослеживанием в составе куполов маркирующих вулканогенно-осадочных горизонтов.

Самые разнообразные определения терминов «гранитизация» и «гранитообразование» [Геологический словарь, 1973] свидетельствуют о том, что образование пород, по внешнему облику и составу подобных граниту, может происходить в разнообразных геологических условиях. Многолетнее исследование этих процессов в Карелии, в том числе и в Приладожье, свидетельствует о латеральном разнообразии разновозрастных гранитообразующих процессов. По своей природе гранитизация – неравновесная система, где наблюдается взаимодействие вулканогенно-осадочных пород с мантийным флюидом.

Ведущим процессом при гранитизации является субсолидусная перекристаллизация. Между метаморфическими и гранитизированными породами наблюдаются постепенные переходы. В метаморфических породах отмечается некоторый бластез плагиоклаза и ксеноморфизм биотита по отношению к плагиоклазу. Гнейсы в небольшом количестве содержат метасоматический микроклин в виде отдельных порфиробластов или ксеноморфных межгранулярных обособлений. Сильнее подвергаются порфиробластезу метаосадки и метатUFFы, тогда как метавулканиты (плотные и тонкозернистые породы) остаются неизменными. Самыми распространенными среди гранитизированных пород являются биотитовые бластиты, главная особенность структуры которых – ксеноморфизм темноцветных минералов по отношению к полевым шпатам.

Гранитизация, как правило, осуществляется в условиях поднятия и разуплотнения. Поскольку гранитизации подвергаются преимущественно осадочные породы, среди которых преобладают близкие по составу граниту аркозовые песчаники, интенсивного изменения состава не происходит. Купольные структуры имеют пологую форму. Это установлено нами путем прослеживания маркирующих горизонтов при геологическом картировании. Если гранитизация ответственна за формирование геологических структур, то это главный корообразующий процесс.

Тип эволюции подверженных гранитизации пород непостоянный и зависит от условий гранитизации. Происходит самоорганизация системы. Рассмотрим ее на различных участках региона. При гранитизации вместе с весьма разнообразными по составу флюидами, включающими CH_4 , CO , CO_2 , H , HF , H_2O , в земную кору привносится калий и сопутствующие редкие элементы (Ba, Sr, Rb, Li, Cs и др.).

Рассмотрим метаморфизованные и гранитизированные породы о. Тимонсари, сложенного биотитовыми и гранат-биотитовыми бластитам, содержащими реликты биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и сланцев, а также дайки габбро-долерита и жильные плагио-микроклиновые граниты (табл. 32).

Главная особенность их состава и строения – неравномернозернистая структура и неравномерное распределение породообразующих минералов, что отражается на непостоянстве химического состава метаморфических пород.

Химический состав свекокарелид о.Тимонсари

	Бт гнейсы	Гр-Б+ гнейсы	Бт бластиты				Гр-Бт бластиты		Метагаббро		Жильные граниты		
	1401-1	1430-1	1416-1	1413-2	1410-1	1401-3	1420-2	1422-2	1430-5	1407-5	1418-1	1400-2	1401-2
SiO ₂	69,32	52,55	58,56	60,04	63,18	67,24	71,34	74,28	50,85	51,24	71,74	72,42	72,48
TiO ₂	0,37	2,50	0,75	0,67	0,71	0,48	0,18	0,27	2,50	0,63	0,30	0,18	0,22
Al ₂ O ₃	14,62	16,00	17,89	17,83	15,73	15,43	14,72	13,20	16,51	11,26	13,60	13,00	13,49
Fe ₂ O ₃	1,51	0,82	3,19	0,88	1,12	0,87	0,54	0,45	1,94	0,48	1,40	1,52	0,56
FeO	3,30	11,14	5,74	6,03	5,45	3,87	3,02	2,80	10,13	9,62	2,44	1,86	2,01
MnO	0,034	0,108	0,0067	0,063	0,06	0,028	0,061	0,038	0,077	0,188	0,073	0,016	0,01
MgO	1,00	4,95	2,71	2,01	2,41	1,80	0,85	0,95	5,15	13,06	0,60	0,80	0,56
CaO	3,64	7,57	4,48	4,20	3,64	3,36	1,61	2,66	5,61	9,52	1,05	1,26	0,84
Na ₂ O	3,24	1,39	2,80	4,21	3,76	3,72	2,76	3,31	1,18	0,89	2,22	2,84	3,15
K ₂ O	1,35	0,53	1,72	2,37	2,25	1,94	4,27	1,23	1,36	1,96	6,74	5,47	5,45
H ₂ O	0,34	0,29	0,38	0,34	0,17	0,37	0,12	0,17	0,47	0,29	0,17	0,16	0,14
ппп	1,16	1,47	1,35	0,96	1,17	0,65	0,58	0,5	3,24	1,07	0,42	0,51	0,92
P ₂ O ₅	0,075	0,50	0,22	0,17	0,14	0,075	0,10	0,08	0,78	0,14	0,20	0,045	0,065
Li ₂ O	0,052	0,0029	0,0048	0,0066	0,0066	0,0025	0,0022	0,0024	0,0071	0,0031	0,0028	0,0023	0,0033
Rb ₂ O	0,08	0,0041	0,0108	0,0206	0,0196	0,0104	0,0169	0,0079	0,0119	0,0122	0,0259	0,0267	0,0298
Cs ₂ O	0,0002	0,0008	0,0006	0,0005	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0009	0,001	0,0005	0,0005	0,0002
Сумма	99,96	99,84	99,86	99,81	99,82	99,84	100,17	99,95	99,83	100,17	99,93	100,11	99,93
Ba	0,0700	0,0480	0,0524	0,0471	0,0575	0,0632	0,1400	0,0731	0,0520		0,1675	0,1043	0,0878
Sr	0,0430	0,0460	0,0511	0,0486	0,0422	0,0349	0,0460	0,0257	0,0330		0,0360	0,0201	0,0195
Y			0,0027	0,0250	0,0019	0,0022		0,0025			0,0028	0,0019	0,0029
Zr			0,0268	0,0231	0,0220	0,0168		0,0184			0,0173	0,0186	0,0222
Nb			0,0026	0,0022	0,0022	0,0015		0,0014			0,0014	0,0016	0,0021
Pb			0,0025	0,0017	0,0013	0,0020		0,0020			0,0039	0,0048	0,0030
Th			< 0,0006	0,0006	0,0008	< 0,0006		0,0026			0,0098	0,0028	0,0027
Cr	0,0080	0,0160	0,0089	0,0104	0,0057	0,0124	0,0130	0,0164	0,0120		0,0164	0,0101	0,0107
Ni	< 0,0008	0,0045	0,0011	0,0014	0,0013	0,0017	0,0024	0,0018	0,0042		0,0013	0,0006	0,0008
Co	0,0009	0,0038	0,0011	0,0019	0,0015	0,0007	< 0,0010	0,0019	0,0052		0,0004	< 0,0001	0,0011
V	0,0065	0,0180	0,0095	0,0081	0,0100	0,0074	0,0030	0,0120	0,0180		0,0036	0,0015	0,0023

Микрозондовый анализ позволяет сопоставлять состав породообразующих минералов в гнейсах и развивающихся по ним бластитах (табл. 33). Составы граната и биотита при гранитизации не изменяются. Наблюдается некоторое раскисление плагиоклаза. Калишпат встречается как в бластитах, так и в гнейсах, но содержание его непостоянно, что отражается на химическом составе пород (см. табл. 32). Лишь в жильных гранитах островов Тимонсари и Витасари содержание K₂O примерно в 2 раза превышает Na₂O при высоком и стабильном содержании кремнезема. Отсутствие магматических структур в этих гранитах (рис. 19) не позволяет считать их магматическими. Кроме того, в них также наблюдается раскисление плагиоклаза (более интенсивное, чем в бластитах). Биотит также имеет сопоставимый состав с биотитом гнейсов и бластитов. Поскольку жильные граниты образуются по ослабленным зонам, то более интенсивное замещение вмещающих пород гранитом вполне естественно.

При процессах гранитизации на площади п. Лахденпохья – Курккийоки, таким образом, происходит не только перекристаллизация горных пород, но и изменение их состава. Для большей наглядности, сравним средние составы представителей метасадочных пород и раз-

вивающихся по ним автохтонных гранитов (табл. 34). От гнейсов до автохтонных гранитов увеличивается содержание K_2O и кремнезема. Для всех гранитизированных пород характерно непостоянство химического состава (рис. 20). При этом с ростом SiO_2 уменьшается содержание железа, магния и кальция и растёт содержание калия. Содержание натрия непостоянно, но от содержания SiO_2 не зависит. Наиболее распространенные биотитовые гнейсы и развивающиеся по ним автохтонные биотитовые граниты имеют сопоставимый состав за исключением K_2O , а гранатовые разновидности пород присутствуют в небольших количествах. Поэтому наблюдающийся на рис. 20 характер тренда главных породообразующих окислов указывает лишь на непостоянство состава гранитизированных пород, образовавшихся за счет разнообразных по составу осадочных пород.

Таблица 33

**Микрозондовый анализ породообразующих минералов свекокарелид
о. Тимонсари и прилегающих островов**

				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	BaO	CoO	F	Cl	Сумма
Биотитовые гнейсы	Плагноклаз	1401-1	1	60,22		23,17				5,12	8,88	0,35					97,74
			2	59,67		24,95				6,94	7,98	0,35					99,89
	Биотит		1	35,69	4,13	18,3	22,57		8,26			9,8				0,3	99,05
Гранат-биотитовые гнейсы	Плагноклаз	1400-1	1	61,44		25,67				7,22	7,86						102,19
			2	60,12		22,68				4,58	9,06						96,44
		1430-1	1	56,56		26,65				9,05	7,09						99,35
			2	56,99		26,2				8,26	6,87						98,32
	Калишпат	1400-1	1	64,79		19,52					1,24	16,4					101,95
			2	63,79		18,74					3,24	12,01	1,17				98,95
	Биотит	1400-1	1	34,42	1,42	18,69	18,75		10,77			9,53					93,58
			2	34,8	0,87	20,03	19,21		10,17			10,36		0,19			95,63
		1430-1	1	37,33	1,74	16,83	15,32		15,08			9,37					95,67
			2	35,35	3,48	15,93	19,45		11,51			8,94					94,66
	Гранат	1400-1	1	37,55		21,57	33,29	2,23	4,97	1,41							101,02
		1430-1	1	35,77		20,73	30,92	2,36	4,83	1,84							96,45
Биотитовые бластиты	Плагноклаз	1413-2	1	60,28		25,05				6,41	7,93	0,43					100,1
			2	65,83		21,63				1,63	11,11	0,43					100,63
		1416-1	1	59,14		25,84				7,42	7,56						99,96
			2	59,87		25,16				6,75	7,7						99,48
	Калишпат	1413-2	1	64,64		18,65					0,83	16,3					100,42
		1416-1	1	63,2		18,46						17,6					99,26
			2	64,41		18,93					1,05	15,23					99,62
	Биотит	1413-2	1	34,03	3,63	14,91	23,79		8,08			9			3,13		96,57
			2	35,65	4,22	16,1	23,1		8,78			9,5					97,35
		1416-1	1	35,11	3,82	16,17	24,54		8,71			9,18				0,35	97,88
			2	35,89	3,32	16,94	24,4		9,37			8,52					98,44
Гранат-биотитовые бластиты	Плагноклаз	1420-2	1	58,95		25,51				7,19	7,95						99,6
			2	62,94		23,94				1,09	10,11	1,94					100,02
		1422-2	1	58,45		25,68				7,49	7,83						99,45
			2	63,82		21,57				2,39	10,54	0,29					98,61
	Калишпат	1420-2	1	64,75		19,15					0,91	16,55					101,36
		1422-2	1	64,81		18,76					0,81	16,32					100,7
	Гранат	1420-2	1	36,59		20,72	33,97	0,79	4,53	1,43							98,03
			2	36,85		20,03	34,11	1,89	2,67	1,26							96,81

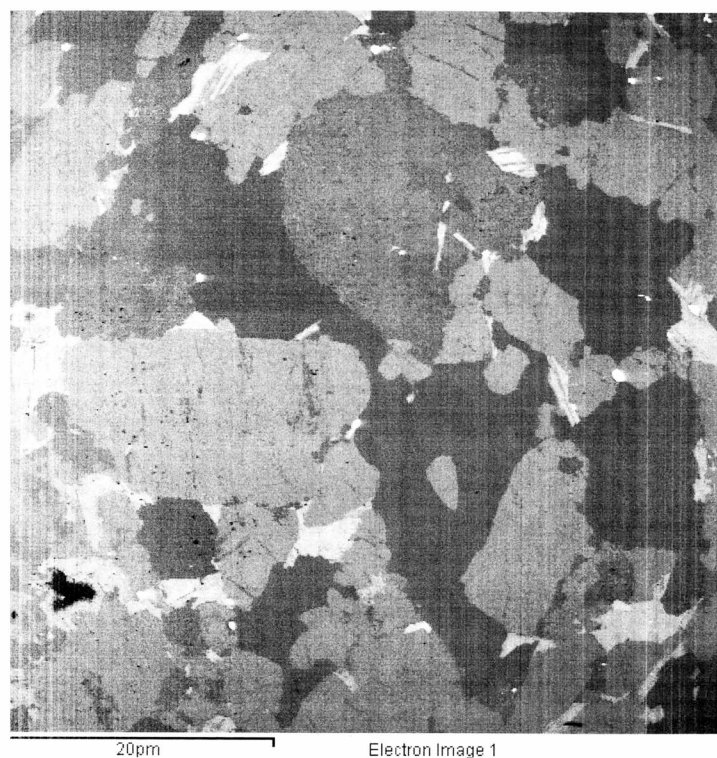


Рис. 19. Жильный плагиоминоклиновый гранит

Таблица 34

**Средний химический состав протерозойских метаосадочных пород
Северного Приладожья и развивающихся по ним автохтонных
гранитов (окислы в %, элементы г/т)**

Компоненты	1(13)	2(5)	3(11)	4(26)	5(32)
SiO ₂	60,61	65,34	72,17	70,06	71,48
TiO ₂	0,64	0,58	0,38	0,22	0,3
Al ₂ O ₃	16,04	15,77	13,48	14,94	14,18
Fe ₂ O ₃	1,5	0,91	1,05	0,64	0,68
FeO	5,71	4,56	2,15	2,37	1,87
MnO	0,1	0,07	0,04	0,05	0,03
MgO	3,81	2,58	1,59	1,08	0,83
CaO	4,46	2,57	1,95	2,06	1,8
Na ₂ O	2,6	2,89	3,11	3,43	3,42
K ₂ O	2,12	2,97	2,65	4,08	4,32
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,09	0,16	0,11
Li	37	25	46	14	16
Rb	97	110	91	103	114
Cs	4	5	4	2	2
Ba	540	1200	620	1452	1234
Sr	348	583	220	388	198
Zn	170	90	70	40	111
Cr	214	40	130	105	151
V	220	153	80	63	65
Co	150	25	20	10	8
Ni	41	60	30	17	22
Cu	39	38	40	28	16

Примечание. 1 – гиперстен-биотитовый гнейс; 2 – гранат-биотитовый гнейс; 3 – биотитовый гнейс; 4 – автохтонный гранатовый гранит; 5 – автохтонный биотитовый гранит.

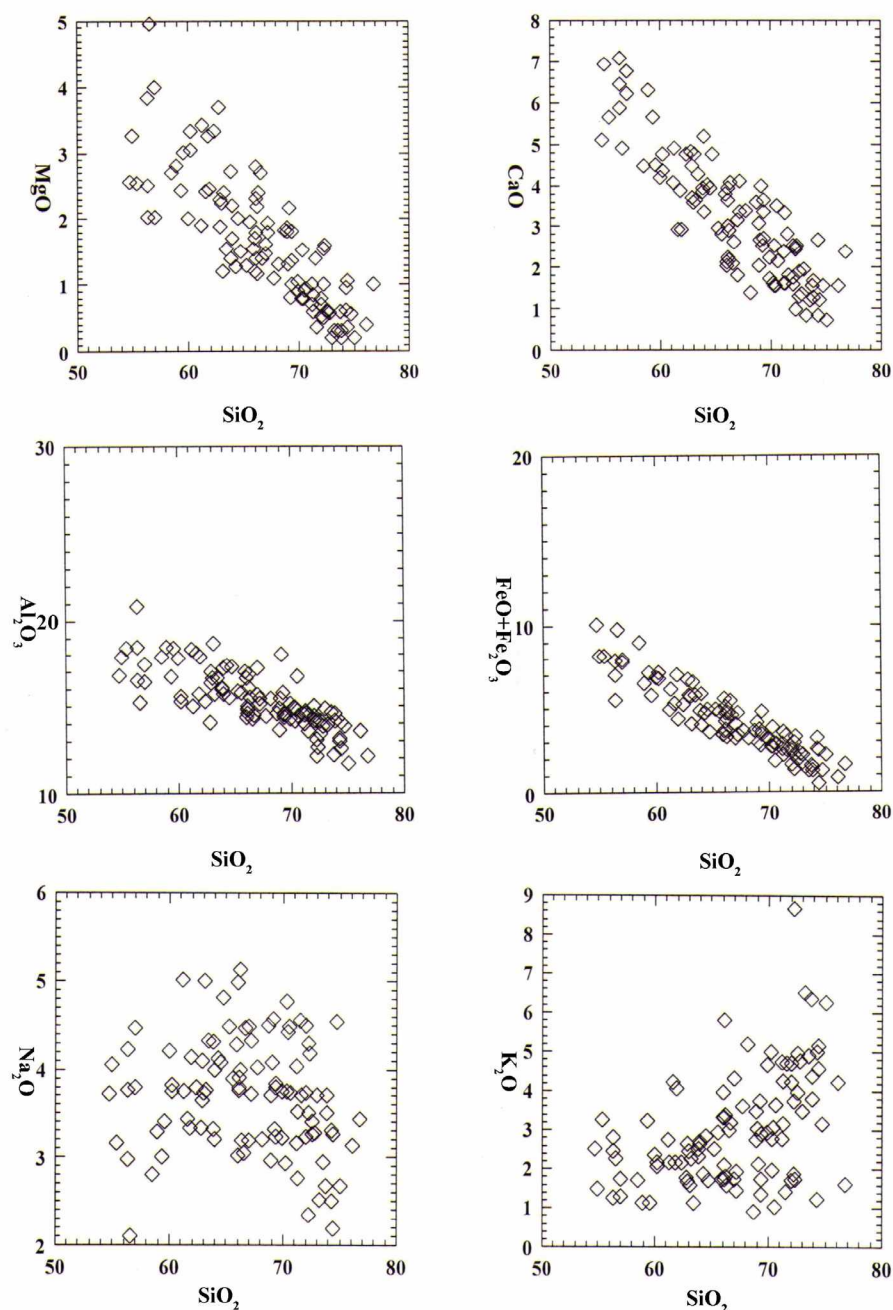


Рис. 20. Вариационные диаграммы породообразующих окислов гранитизированных пород района Лахденпохья-Курккийоки

Для всех типов пород центральной наддиапировой зоны характерно преобладание бария над рубидием, которое колеблется в большом интервале (рис. 21) и не зависит от содержания K_2O .

Высокобариевый тип гранитов обычно развивается в центральной наддиапировой зоне [Свириденко, 2008], а высокорубидиевый тип – в его краевой зоне. Высокобариевые гранитоиды характеризуются «сухостью» флюидного режима, обусловленным повышенной концентрацией газов CH_4 , CO , CO_2 . Именно поэтому в центральной наддиапировой зоне Ладожской структуры среди метаморфических пород встречаются ассоциации гранулитовой фации метаморфизма, которым свойственно широкое развитие безводных темноцветных минералов. Но по данным Ф. А. Летникова, присутствие безводных темноцветных минералов (в частности, гиперстена) может быть обусловлено не высокой температурой, а специфическим флюидным режимом [Летников и др., 1981]. Для Центральной наддиапировой зоны это вполне реально.

Понимание сущности гранитизации, роли мантийного флюидного потока и их соотношения объясняет неравномерность развития этого процесса. Сохранение первичных магматических минералов в габбро в центральной наддиапировой зоне обусловлено тем, что эти породы более плотные, чем осадочные и поэтому недостаточно проницаемы для воздействующих мантийных флюидов, а также тем, что во флюидах здесь содержится максимальное количество газов группы углерода. Сохраняющиеся признаки первичных магматических структур в слабопроницаемых для флюидов габброидах (рис. 22) однозначно свидетельствуют о том, что причиной как метаморфизма, так и гранитизации, является мантийный энергетический источник.

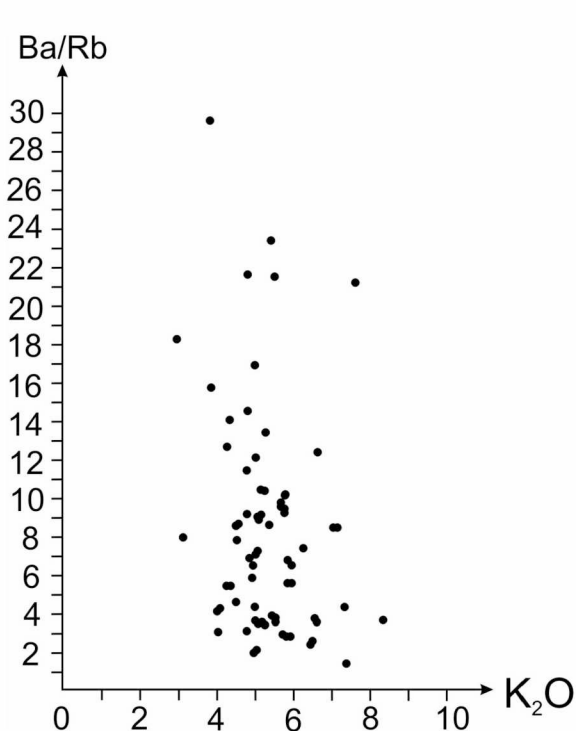


Рис. 21. Соотношение бария и рубидия в породах центральной наддиапировой зоны



Рис. 22. Метаморфизованное габбро с признаками первичной структуры

Жильные высококальциевые лейкограниты, не имеющие магматических структур и содержащие реликтовые зерна плагиоклаза и биотита, сопоставимые с составом соответствующих минералов вмещающих пород, также являются примером интенсивного воздействия мантийного флюида в условиях ослабленных тектонических зон.

Максимальное проявление гранитизации в головной части диапира отражено формированием гранитоидов о. Путсари (рис. 23), где гранитизация проходила в условиях повышенной щелочности. Благодаря хорошей обнаженности геологическое строение и характер гранитизации здесь изучены достаточно подробно [Свириденко, 1980]. Так же, как на о. Тимонсари, главными исходными породами являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, которые перекристаллизованы с укрупнением зернистости и превращением в бластиты (см. рис. 23). Здесь также содержится интрузивное тело габбро-норитов, подвергшееся бластезу и гранитизации с сохранением согласных реликтовых мелкозернистых прослоев сопоставимого состава.

Немагматический характер гранитов очевиден благодаря зависимости его состава от состава исходных пород. В биотитовых автохтонных гранитоидах содержатся реликты биотитовых гнейсов, в гранат-биотитовых гранитоидах – гранат-биотитовые гнейсы и соответственно в биотит-амфиболовых автохтонных гранитоидах – амфибол-биотитовые гнейсы и бластиты. При этом составы граната, биотита и амфибола в гранитоидах и реликтовых породах сопоставимы. Как во всякой диссипативной системе породы, подвергшиеся гранитизации, стремятся приспособиться к новым условиям с минимальной затратой энергии.

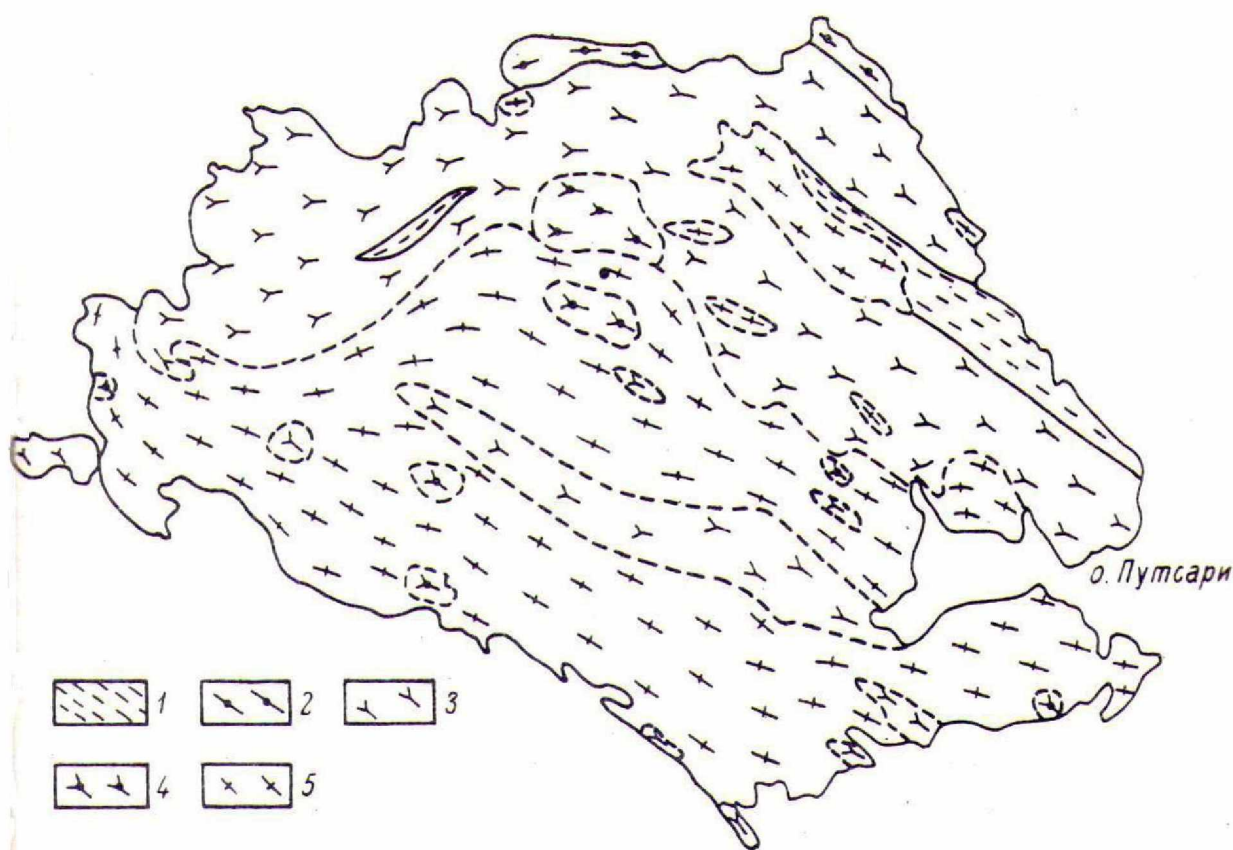


Рис. 23. Петрографическая карта о. Путсари:

1 – биотитовые плагиогнейсы; 2 – гранат-биотитовые бластиты с реликтами гранат-биотитовых плагиогнейсов; 3 – амфибол-биотитовые бластиты с парагенезисом $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Пл} + \text{Кв}$; 4 – амфибол-биотитовые бластиты с парагенезисом $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Ми} + \text{Пл} + \text{Кв}$; 5 – порфиробластические плагиомикроклиновые гранито-гнейсы, граниты и гранодиориты с парагенезисом $\text{Ми} + \text{Пл} + \text{Би} + \text{Кв}$

Если сравнить результаты микронзондового анализа породообразующих минералов метаморфических пород о. Тимонсари и гранитоидов Путсари (табл. 33, 35), то можно видеть, что они вполне сопоставимы. Прежде всего в них одинаковый состав биотита. Так же, как в бластитах о. Тимонсари здесь наблюдается при гранитизации раскисление плагиоклаза, неравномерное содержание микроклина, но что самое главное – и в тех и в других породах встречается калишпат с высоким содержанием окиси бария. Высокая концентрация бария в центральной наддиапировой зоне объясняется повышенной концентрацией CO_2 , CO и CH_4 во флюиде [Светов, Свириденко, 2005] и низкой концентрацией H_2O . Именно поэтому здесь происходит разложение биотита и широкое проявление «сухой» гранитизации. Наличие роговообманково-микроклиновых ассоциаций в гранитоидах о. Путсари свидетельствует об образовании их в условиях повышенной щелочности.

Граниты краевой северной части мантийного диапира, известные как Маткасельские [Свириденко, 1980], залегают среди пород ладожской серии и образуют пояс небольших тел в районе ст. Маткаселька – оз. Янисъярви. Это интрузивные тела с неравномернозернистой пегматоидной структурой, нередко переходящей в пегматит. Граниты согласно залегают во вмещающих породах и отличаются широко развитыми процессами грейзенизации.

Среди породообразующих минералов в составе Маткасельских гранитов наиболее распространенными являются кварц и альбит. В виде единичных зерен встречается также олигоклаз. Калишпат наблюдается в виде крупных зерен калишпат-пертита, но преобладающим является калиевый полевой шпат в виде мелких зерен. Биотит – высокожелезистый и низкотитанистый с повышенной концентрацией марганца.

**Микрозондовый анализ породообразующих минералов гранитов
о. Путсари (1438-1, 3) и ур. Сяминки (1435-3, 1436-1)**

			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	Cl	Сумма
1435-3	Калишпат	1	64,39		18,23					0,6	16,89			100,11
		2	64,23		18,35					0,85	16,14	0,69		100,26
	Плаггиоклаз	1	62,25		23,58				3,78	9,15	0,41			99,17
		2	61,13		24,99				6,65	8,17				100,94
		3	65,88		21,75				1,56	11,09				100,28
	Биотит	1	36,32	3,99	15,52	21,08		9,54			10,03		0,3	96,48
1436-1	Калишпат	1	63,94		18,77					0,73	16,39			99,83
		2	63,1		18,92					0,83	15,79	0,61		99,25
	Плаггиоклаз	1	58,9		25,87				7,33	8,41				100,51
		2	70,05		19,29					12,42				101,76
	Биотит	1	35,71	3,72	15,22	21,34		9,89			9,79		0,24	95,67
		2	34,48	4,56	14,48	21,18		8,85			10,07		0,36	93,62
1438-1	Калишпат	1	64,28		18,28						17,35			99,91
		2	63,84		18,29					0,26	16,51			98,9
	Плаггиоклаз	1	61,7		24,37				6	8,49				100,56
		2	67		19,49				0,34	11,87				98,71
	Биотит	1	39,58	4,27	13,81	25,15	0,67	6,08			9,78		0,6	93,34
		2	35,62	3,15	14,79	23,13	0,49	8,31			9,52		0,23	95,01
1438-3	Калишпат	1	62,98		18,41						16,39			98,37
		2	64,99		18,72						16,09			100,64
	Плаггиоклаз	1	61,01		24,2				5,52	8,67				99,4
		2	65,97		20,88				1,91	11,36				100,12
	Биотит	1	35,96	3,4	15,31	21,52		9,08			9,82		0,26	95,09
		2	35,02	3,97	16,21	22,4		8,92			8,72			94,64

Характерной особенностью Маткасельских гранитов является присутствие турмалина, содержание которого иногда достигает 5 %. Зерна турмалина раздроблены. По трещинам развиваются кварц, калишпат, окислы железа. По трещинам в калишпат-пертите развиваются хлорит, кварц, сфен. Дробление гранитов связано с проявлением катаклаза. При этом наряду с региональным катаклизмом выделяются зоны преимущественно меридионального направления, отличающиеся интенсивным дроблением и перекристаллизацией. Дробление четко проявлено на зернах граната, где по трещинам развивается биотит и мусковит.

Гранат Маткасельских гранитов отличается от граната гранат-биотитовых бластитов центральной наддиапировой зоны. Состав его спессартин-альмандинный со значительно большим содержанием спессартина. Главной отличительной особенностью Маткасельских гранитов является то, что они биотит-мусковитовые, следовательно, низкотемпературные. В заключительную стадию в них кристаллизуются магнетит и сфен в ассоциации с кальцитом и кварцем.

Таким образом, в краевой части диапира, судя по составу Маткасельских гранитов, флюидная система была высоководная, что способствовало плавлению коры и образованию интрузивных гранитов. В качестве главных акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, ортит, паризит.

Представительные химические анализы Маткасельских и Путсарских гранитов свидетельствуют о том, что при близости кремнекислотности они существенно различаются геохимически. Маткасельские граниты характеризуются повышенным содержанием Rb₂O, Li₂O, Cs₂O. Для них характерно преобладание Fe₂O₃ над FeO. Путсарские граниты отличаются повышенной концентрацией Ba и Sr (табл. 36).

Представительные химические анализы гранитов Приладожья

	о. Путсари, ур. Сяминки				р-н Маткаселька		
	1438-1	1438-3	1436-1	1435-3	172	173	174
SiO ₂	71,9	71,66	73,8	73,14	75,02	74,94	74,82
TiO ₂	0,36	0,28	0,2	0,18	0,06	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	14,33	14	14,02	13,5	13,58	14,38	14,53
Fe ₂ O ₃	0,8	1,09	0,27	0,78	0,87	0,62	0,65
FeO	1,44	1,43	1,43	1,43	0,72	0,29	0,35
MnO	0,04	0,037	0,019	0,021	0,036	0,03	0,063
MgO	0,63	0,83	0,93	0,78	0,14	0,35	0,074
CaO	1,61	1,74	2,75	0,94	0,66	0,73	0,21
Na ₂ O	2,84	3,25	4,04	3	3,64	4,71	5,05
K ₂ O	5,26	4,66	1,66	4,99	4,19	2,73	3,53
H ₂ O	0,14	0,1	0,13	0,32	0,043	0,014	0,043
ппп	0,41	0,53	0,52	0,63	0,72	0,66	0,54
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,03	0,06	0,12	0,22	0,28
Li ₂ O	0,003	0,0037	0,0025	0,0021	0,0096	0,0143	0,0126
Rb ₂ O	0,0161	0,0089	0,0038	0,0089	0,0202	0,0134	0,0396
Cs ₂ O	0,0001	0,0002	0,0001	0,0002	0,0004	0,0007	0,0001
Сумма	99,85	99,69	99,81	99,78	99,79	99,7	100,15
Ba	0,18	0,1808	0,073		< 0,0090	< 0,0090	< 0,0090
Sr		0,065	0,04		< 0,0090	< 0,0090	< 0,0090

Примечание. 1438-1, 1438-3 – о. Путсари; 1435-3, 1436-1 – ур. Сяминки; 172, 173, 174 – район Маткаселька.

Примером интенсивного проявления процессов гранитизации являются гранитоиды Тервуского массива и его окрестностей. Массив расположен в центральной наддиапировой зоне, но ближе к краевой части Фенноскандинавского щита в районе флексуры Полканова, где широко проявлена сдвиговая тектоника.

Возраст его оценивается 1856 ± 6 млн лет [Котов и др., 1992]. Вмещающими породами являются низы паякъярвинской свиты ладожской серии. Преобладающие вмещающие породы – биотитовые плагиогнейсы. Встречаются также гранат-биотитовые гнейсы. В гнейсах местами сохраняются реликты бластопсаммитовых структур.

Тервуский массив имеет ромбоидальную форму (см. рис. 2) и ориентирован в северо-восточном направлении. Его формирование, видимо, связано с развитием сдвиговой зоны того же простирания. Сдвиговая тектоника отмечается также в Свекофеннском поясе западнее Тервуского массива [Ehlers et al., 1993]. Главной причиной тектонической активности южной краевой части Фенноскандинавского щита в калевийское время является развитие флексуры Полканова.

Наиболее распространенным породообразующим минералом является плагиоклаз. Состав его колеблется от олигоклаза до альбита (табл. 37), что характерно для гранитизированных пород и за пределами массива. Отмечается непостоянство состава даже в одном зерне. На границе плагиоклаза и биотита образуются микропрожилки сфена (рис. 24, Е) и рутила (рис. 24, Г). Это продукт взаимодействия граничащих зерен под воздействием мантийного флюида. Такого же типа реакционное происхождение имеют сфалерит, образующий микропрожилки. Весьма характерно для Тервуских гранитов широкое и неравномерное распределение мусковита, развивающегося по биотиту и плагиоклазу. Гранат встречается редко, поскольку гранатовые сланцы в южной части разреза Ладожской серии достаточно редки. По плагиоклазу развивается галлуазит. Длительное и неоднократное преобразование структур не имеет строгой последовательности, поскольку характер их зависит от локального состава взаимодействующих минералов.

Таблица 37

Микрозондовый анализ главных породообразующих минералов гранитоидного массива Терву

	№		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Биотит	119	1	36,09	2,23	17,35	22,65	7,7			10,18
	120	1	34,2	1,93	17,35	20,72	7,54			9,95
	122	1	36,33	2,25	18,23	23,14	7,2			9,63
	123	1	33,44	3,23	18,41	23,59	5,62			9,73
	125-1	1	36,47	2,63	17,56	20,52	8,68			10,42
	126	1	36,26	2,38	18,22	20,47	9,13			9,37
	128	1	34,56	2,16	17,76	22,58	7,46			10,14
	129	1	34,73	2,08	17,53	25,39	5,7			9,94
	131	1	32,75	1,61	17,46	25,58	5,09			9,89
	144	1	34,58	1,93	18,04	28,08	5,53			9,7
Плагиоклаз	119	1	61,57		23,32			5,07	8,89	
	122	1	66,83		19,7			0,64	11,68	
	123	1	60,58		22,68			4,24	9,35	
	125-1	1	61,36		23,78			5,39	8,56	
		2	67,48		19,64			0,44	11,9	
	126	1	61,75		24,44			5,48	9,25	
		2	67		19,23				11,84	
	128	1	65,39		21,48			1,98	10,7	
	129	1	63,75		22,08			3,56	10,14	
	131	1	62,52		23,38			4,86	10,22	
	144	1	62		22,25			3,92	9,93	
	145	1	63,77		22,54			3,32	10,39	
	157/1	1	60,53		26,09			6,86	8,32	
		2	61,4		22,78			2,51	9,11	

В пределах массива местами наблюдаются зоны интенсивного реакционного «усвоения» ладожских сланцев, когда их ксенолиты содержат реакционные каймы мощностью до 1 см. Характер реакционных структур и различная интенсивность процессов, их образующих, являются признаками самоорганизации системы. О ее своеобразии свидетельствует также ламинарное пластическое течение, прослеживающееся на расстоянии 50–70 м и сопоставимое с хрупко-пластическим течением гранитоидных пород постмагматической стадии формирования [Леонов и др., 2018].

Рассмотренные примеры гранитизации в различных частях Ладожской структуры свидетельствуют о многообразии форм и различной интенсивности процессов. Сопоставление средних составов гранитоидов (табл. 38) наддиапировой зоны, залегающих в различных районах, свидетельствует об их латеральной неоднородности. При сопоставимости кремнекислотности и непостоянстве содержания щелочей граниты центральной части отличаются высоким содержанием Ba, Sr, Zr, Y, а гранитоиды северной краевой ее части – высоким содержанием Rb, Li, Cs, Nb.

Латеральное геохимическое различие формирующихся гранитоидов определяется латеральным непостоянством состава мантийного флюидного потока. В центральной части Ладожской структуры в наддиапировой зоне наблюдаются повышенные концентрации углерода в составе флюидов по сравнению с краевой частью. Это согласуется с данными о валовом составе флюида в рассматриваемом регионе [Глебовицкий и др., 1991]. Видимо, в центральной наддиапировой зоне преобладают флюиды более глубинного источника, для которого характерны более высокие концентрации углерода.

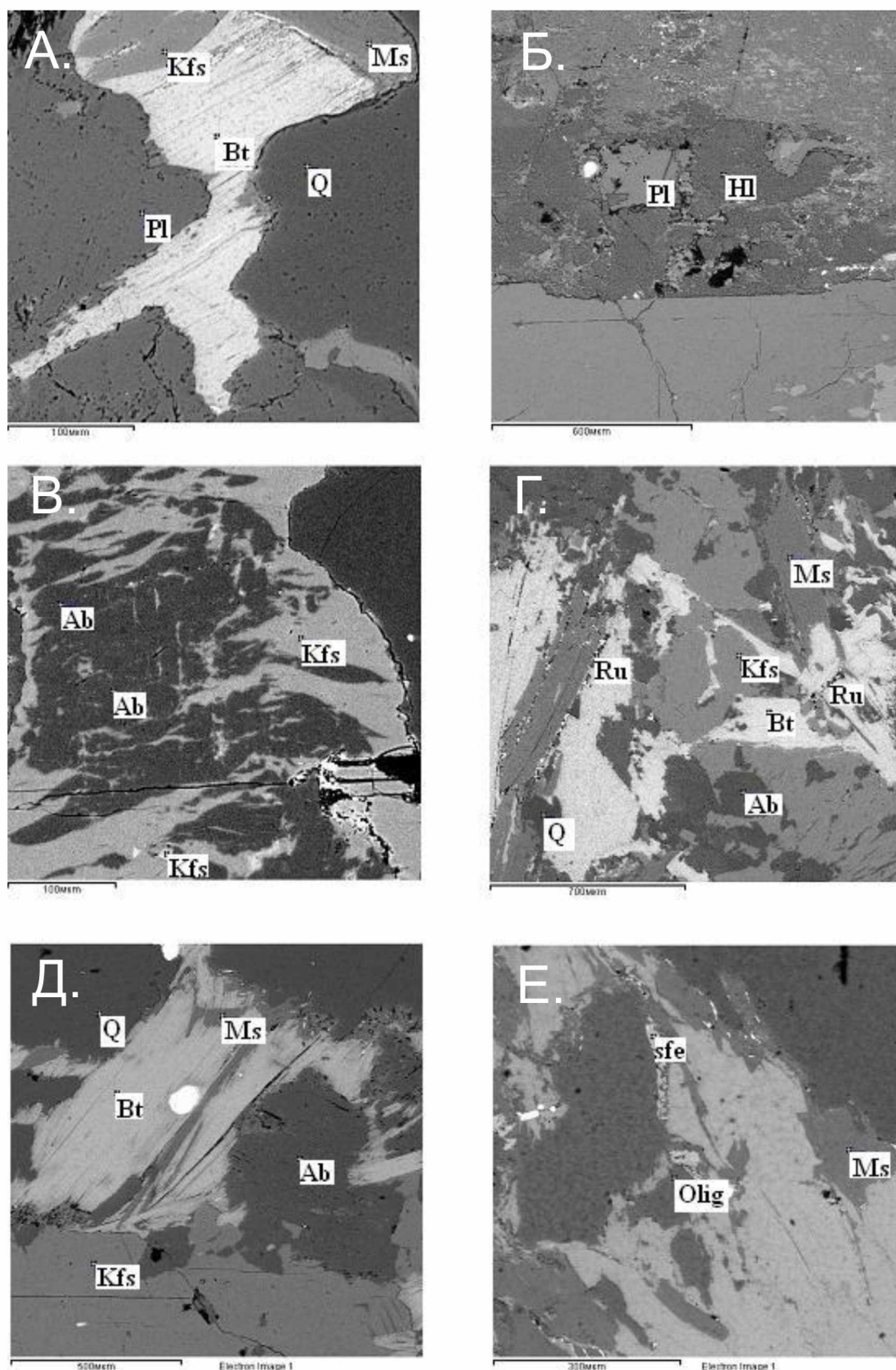


Рис. 24. Структуры замещения в породах Тервуского массива:

А – замещение биотита калишпатом; Б – галлуазитизация плагиоклаза; В – альбитизация микроклина; Г – мусковитизация биотита, микропрожилки рутила, альбитизация калишпата, Д – мусковитизация биотита; замещение калишпата альбитом; Е – взаимодействие олигоклаза со слюдами с образованием сфена. Q – кварц, Kfs – калишпат, Pl – плагиоклаз, Olig – олигоклаз, Ab – альбит, Ru – рутил, Sfe – сфен, Bt – биотит, Ms – мусковит, Hl – галлуазит

Средний состав протерозойских гранитов Северного Приладожья

	1(14)	2(39)	3(20)	4(35)	5(2)	6(5)
SiO ₂	72,21	72,17	73,37	72,67	73,47	73,65
TiO ₂	0,18	0,26	0,15	0,24	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	13,99	13,67	12,96	14,01	14,97	15,64
Fe ₂ O ₃	0,52	0,66	0,79	0,58	0,95	0,33
FeO	1,75	1,93	1,48	1,6	0,64	0,63
MnO	0,03	0,03	0,02	0,05	0,02	0,06
MgO	0,63	0,68	0,52	0,69	0,2	0,1
CaO	1,76	1,34	0,99	0,89	0,7	0,68
Na ₂ O	3,28	3,07	3,18	3,15	3,1	5
K ₂ O	4,63	4,91	5,54	5,08	4,2	2,64
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,08	0,13	0,16	0,32
Rb	134	178	220	210	478	385
Sr	339	300	113	150	30	19
Ba	1710	1378	563	549	60	135
Li	14	16	15	33	107	207
Cs	3	3	3	5	36	31
Zr	177	214	140	177	37	51
Y	20	22	22	13	–	3
Nb	11	16	16	20	24	19
Th	12	19	22	16		9

Примечание. 1 – протерозойские автохтонные граниты в центральной наддиапировой зоне; 2 – граниты даек и пластовых интрузий в центральной наддиапировой зоне; 3 – граниты массива Терву; 4 – Маткасельские мусковитовые плагиомикроклиновые граниты краевой диапировой зоны; 5, 6 – Маткасельские грейзенизированные и альбитизированные граниты. В скобках – количество анализов.

3.2. Метаморфизм

Метаморфизм вулканогенно-осадочных пород Северного Приладожья изучался многими исследователями [Судовиков, 1954; Нагайцев, 1965; Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000, 2004 и др.]. Общеизвестным считается, что Северное Приладожье является классическим районом низкобарической метаморфической зональности с возрастанием степени метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Главное внимание уделялось изучению парагенезиса минералов в породах различного состава с целью выявления РТ условий их образования. Тектонически метаморфизм связывают со складчатыми деформациями и орогенцией. При этом зональные метаморфические комплексы докембрия и фанерозоя считаются вполне сопоставимыми [Глебовицкий и др., 1983].

Хотя энергетический источник метаморфизма обычно не обсуждается, в осадочно-вулканогенных толщах свекокарелид Северного Приладожья за пределами границ области региональной гранитизации наблюдается полное несоответствие степени вторичных постседиментационных и поствулканогенных преобразований подстилающих осадочных алевролитов-пелитовых филлитовых терригенных пород и перекрывающих их амфиболизированных эффузивно-пирокластических образований. В вулканических породах сортавальской серии установлено проявление автометаморфизма, связанного с людиковийским платобазальтовым вулканизмом [Свириденко, 2013а]. Отличительной особенностью автометаморфически измененных пород является отсутствие бластических структур при наличии микропрожилков самого разнообразного состава (рис. 25); фиксирующих гидротермальную стадию изменения. Широко распространенным минералом является анкерит, наблюдающийся в ассоциации с кварцем, хлоритом и каолинитом. Плагиоклаз раскисляется до альбита. Содержание каолинита отражает степень разложения силикатов, являющихся источником алюминия и кремния. В составе микропрожилков преобладают барит и анкерит.

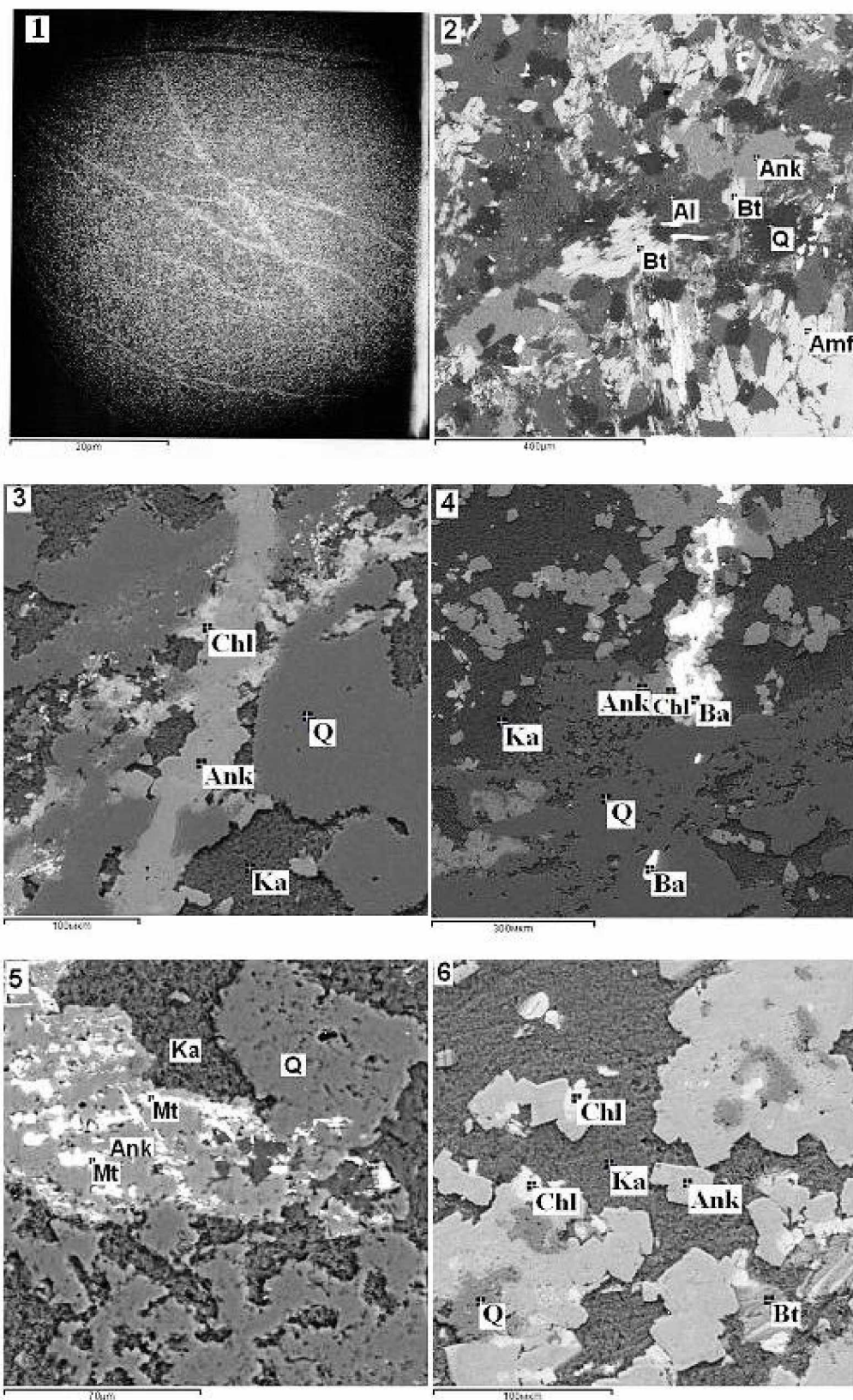


Рис. 25. Автометаморфические преобразования платобазальтов сортавальской серии:

1 – начальная стадия изменения платобазальтов вдоль зоны микротрещиноватости; 2 – автометаморфическое изменение платобазальтов; 3 – прожилковый тип развития анкерита в кварц-анкерит-хлорит-каолинитовой ассоциации; 4 – прожилковый тип развития барита в кварц-анкерит-барит-хлорит-каолинитовой ассоциации; 5 – развитие магнетита по анкериту; 6 – структура анкерит-каолинитовой ассоциации. Amf – амфибол, Ab – альбит, Ank – анкерит, Chl – хлорит, Ba – барит, Bt – биотит, Ka – каолинит, Q – кварц, Mt – магнетит

Главная направленность гидротермальных изменений – разрушение силикатов и образование окислов. Состав образующихся окислов зависит как от состава исходной породы, так и от состава газа, участвующего в этом процессе. При воздействии сернистого газа образуются пирит, халькопирит, барит, а при воздействии углекислого газа – карбонаты. Часто наблюдается ассоциация анкерит + кварц + хлорит + каолинит. Хорошая сохранность гидротермально измененных пород свидетельствует об отсутствии здесь проявления регионального метаморфизма, поскольку региональный метаморфизм является более поздним по отношению к вулканизму и связанному с ним автометаморфизму, а поэтому не может не влиять на состав автометаморфически преобразованных пород. Из этого положения вытекает несколько важных следствий, выходящих за рамки метаморфической петрологии:

1. Очевидно, высокая тепловая емкость излившихся лав, их насыщенность сильно восстановленными газами и потенциальные ресурсы к физико-химическим реакциям являются энергетической основой процессов перерождения пород. Энергетика преобразования изверженных пород, таким образом, заключена в самих породах и является следствием энергетического развития недр Земли. По этому фактору автометаморфизм коренным образом отличается от наложенного более позднего разогрева и повышения литостатического давления, которые являются факторами регионального метаморфизма.

2. Сами по себе вулканогенные толщи во всех точках своего распространения в пределах лавово-вулканокластических полей, или особенно в ЦЭМА, являются замедленными естественными реакторами, где в их объемах происходят эффективные процессы перерождения пород по мере их остывания, трансвапоризации, газово-гидротермального преобразования.

Ход физико-химических изменений и кинетика вторичного минералообразования протекают настолько энергично, что исходные породы не только теряют свой первичный облик, но и полностью видоизменяют первичный состав, отвечающий обстановкам среды гипогенного или гипергенного породообразования.

3. Преобразования завершаются только тогда, когда тепловая кондуктивная энергия и лавовая экзотермическая энергия сравниваются по этим параметрам с окружающей средой. В новых условиях автометаморфизм сменяется гидротермальным метаморфизмом пропиловитового типа и только затем – гипергенными изменениями. Свидетельством последних являются современные гидрохимические и почвенные аномалии над изверженными породами.

4. Региональный метаморфизм, накладывающийся на метаморфизованные породы, таким образом, должен отставать во времени от синвулканического и позднемагматического изменения исходных пород. В случае наложения регионального метаморфизма на вулканические породы при общем их прогревании и увеличении общего литостатического давления происходит вовлечение не столько вулканогенных толщ, сколько вмещающих осадочных пород, которые испытывают те же термальные воздействия, что и вулканогенные породы. В таких условиях возникают новые минеральные ассоциации в пелитах, алевролитах, карбонатных породах с образованием разных типов роговиков и скарнов. Таким образом, очевидно, что время автометасоматического и регионального метаморфизма различается весьма значительно. Невольно возникает вопрос: а было ли в пределах Приладожья проявление регионального метаморфизма погружения, достигающего гранулитовой фации?

5. Существующие разномасштабные карты метаморфических фаций с палеовулканологических позиций обладают существенным недостатком – несовершенством фациального районирования. Области полихронных проявлений разнофациального метаморфизма отражают лишь интегрированную картину латеральной смены минеральных ассоциаций. В них нет информации об этапах метаморфогенных преобразований, особенно тех, которые связаны с автометасоматозом в вулканических ареалах. Области регионального метаморфизма остаются практически не районированными. Они не содержат данных об автометаморфических метасоматитах, зонах краснокаменного изменения, площадях объемной синвулканической гидротермально-метасоматической пропиловитизации, зонах наложения фаций регионального метаморфизма на пропиловитовый.

6. Многоэтапный постоянно действующий автометаморфизм и связанные с ним процессы зеленокаменного перерождения вулканогенных толщ приводят к зеленокаменному изменению пород, нарушению в них первичных соотношений порообразующих оксидов и перераспределению групп малых элементов. Нельзя отрицать факт очевидного несоответствия первичного состава изверженной породы и ее метаморфического аналога. Более того, изверженная порода, как член вулcano-плутонической серии, содержит малые компоненты в отношениях иных, чем в их родоначальных расплавах. Вместе с тем состав магматических расплавов едва ли полностью соответствует составу мантийного субстрата.

Из несоответствия состава субстрата мантийного плавления с составом выплавов, состава выплавов – с составом пород вулканических серий, а последних – с составом анализируемых, следует предположение о многократном нарушении петрогенетической и геохимической систем в изверженных породах по сравнению с их исходными мантийными первичными системами. В целом необходимо признать, что в современной магматической геологии докембрия понятие о гидротермальном метаморфизме, как одном из процессов вторичных преобразований, не используется. Предложенное в свое время С. И. Набоко понятие о гидротермальном типе метаморфизма [Набоко, 1963, 1980] вполне приемлемо для метаморфических преобразований, отличающихся от региональных.

Не менее сложно изучение метаморфизма высокотемпературных зон его проявления. Это касается выделения гранулитовой фации в зональном метаморфизме Северного Приладожья (район пос. Лахденпохья – Курккйюки), где наличие гранулитовой фации ставится под сомнение [Кременецкий, Овчинников, 1986; Светов, Свириденко, 1992].

Наиболее подробно изучавшие метаморфизм Северного Приладожья исследователи [Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000] рассматривают территорию Северного Приладожья как геологический эталон раннепротерозойской континентальной окраины аккреционного орогена [Балтыбаев и др., 2000]. При этом высокотемпературные породы относятся к полиметаморфическим, имеющим многостадийную эволюционную историю [Глебовицкий и др., 2002].

Используя палеовулканологическую методику исследования, мы [Светов, Свириденко, 1992; 2005; Свириденко, 2013а, б] в качестве главного энергетического источника рассматривали Салминский мантийный диапир, поставляющий из глубинных недр Земли высокотемпературные флюиды и мантийный базитовый расплав. Наличие этого диапира подтверждается также данными глубинного строения [Исанина и др., 2004]. Образование и развитие мантийного диапира объясняет совместное проявление магматизма и метаморфизма. Это особенно четко фиксируется в его центральной наддиапировой зоне, где известны парагенезисы гранулитовой фации [Светов, Свириденко, 1992]. Все имеющиеся в настоящее время характеристики метаморфических процессов позволяют предположить, что региональный метаморфизм погружения с изменением РТ условий на площади Приладожья в протерозойское время отсутствовал. Это согласуется с платформенным режимом раннепротерозойского вулканизма и осадконакопления как на площади Карельского кратона, так и на территории Северного Приладожья [Светов, Свириденко, 2005].

Не способствуют восприятию «классической» зональности регионального метаморфизма Северного Приладожья, характеризуемого в целом ряде работ [Судовиков, 1954; Нагайцев, 1965; Предовский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000] и отнесение региональных метаморфических образований к полиметаморфическим [Балтыбаев и др., 2000; Глебовицкий и др., 2001, 2002].

Нами обосновывалось ранее [Свириденко, Светов, 2001], что энергетическим источником метаморфизма является мантия Земли. Земная кора в докембрии была «холодной», и поэтому никакие складчатые деформации, с которыми обычно связывают региональный метаморфизм, не в состоянии создать энергетическую активность, производящую высокотемпературный метаморфизм.

Рассмотрим для примера метаморфизм свекокарелид о. Тимонсари, расположенного в области проявления высокотемпературного метаморфизма. Как уже отмечалось, среди развитых на этом острове метаморфических пород ладожской серии преобладают в различной

степени перекристаллизованные и гранитизированные биотитовые гнейсы (бластиты), содержащие прослои гранат-биотитовых гнейсов. Главной особенностью их состава и строения является неравномернозернистая структура и неравномерное распределение порообразующих минералов, что отражается на химическом составе пород (см. табл. 32). Для метаморфических пород характерно непостоянство химического состава.

Гранат в гранат-биотитовых сланцах и гнейсах образует отдельные порфиробласты или их скопления, переполненные остроугольными включениями кварца и плагиоклаза (рис. 26). Кварц местами наблюдается в виде мономинеральных полос (прожилков), параллельных сланцеватости. Наличие обломочного материала в порфиробластах граната можно объяснить захватом его при быстрой кристаллизации граната с последующей сохранностью.

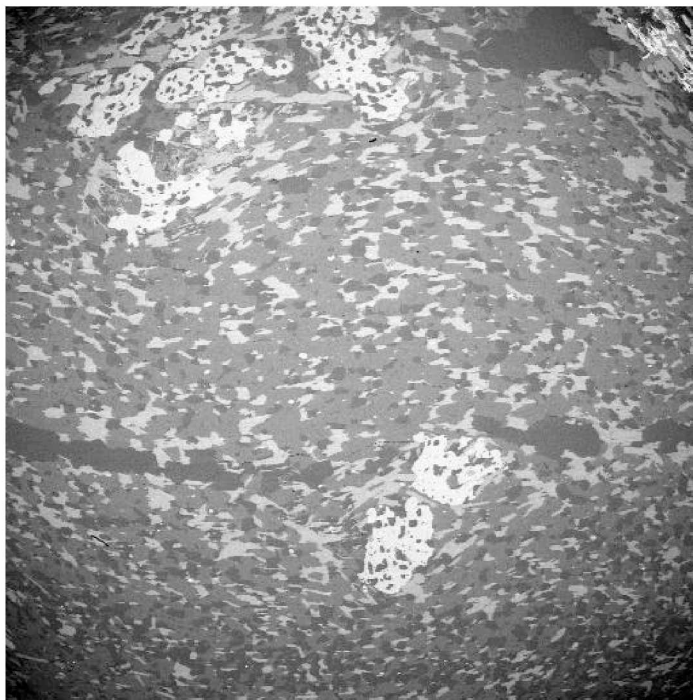


Рис. 26. Порфиробласты граната
в гранат-биотитовом сланце

В габброидах сохраняются признаки первичной структуры (см. рис. 22) и зональность плагиоклаза, но в существенном, хотя и непостоянном, количестве присутствует биотит, замещающий темноцветные минералы. Встречаются единичные зерна первичного пироксена и межгранулярные зерна вторичного кварца. Такой характер структур не может служить признаком регионального гранулитового метаморфизма.

Жильные плагиомикроклиновые лейкограниты (см. табл. 32, рис. 19), мощность которых местами достигает 4 м, распределены неравномерно. Их устойчивый состав, резкое преобладание K_2O над Na_2O , высокие концентрации бария и низкие – рублидия делают их сопоставимыми с гранитами рапакиви, но структуры их немагматические.

Для сравнения рассмотрим состав свекокарелид о. Витасари, расположенного в зоне высокотемпературного метаморфизма несколько севернее о. Путсари. Здесь также наблюдается интенсивная перекристаллизация метаморфических пород с образованием неравномернозернистых бластитов, а нередко и порфиробластических пород (табл. 39). Состав бластитов также варьирует в широких пределах. Широко развиты гиперстен-биотитовые и гранат-биотитовые бластиты. Для пород этого острова характерно отсутствие четкой сланцеватости. Порфиробласты гиперстена, как и граната, содержат мелкие включения кварца и плагиоклаза, местами остроугольные. При дегидратации гранат-биотитовых гнейсов и бластитов породы теряют биотит. Гранат перекристаллизовывается в крупные зерна и в результате образуется автохтонный гранатовый лейкогранит, в котором сохраняются реликты гнейсов с их первичной ориентацией [Светов, Свириденко, 1992]. Здесь мы имеем все признаки локальной гранитизации.

Химический состав свекокарелид о. Витасари

	Гнейсы		Бластиты гиперстен-биотитовые и биотитовые											Гранитоиды биотитовые автохтонные		Габбро-долериты		Гранатовые лейкограниты				Жильные лейкограниты	
	Гип. Бт плагиогнейсы	Бт плагиогнейсы																					
	1324-33	1324-34	1324-6	1324-9	1324-28	1324-31	1324-3	1324-27	1324-8	1324-1	1324-11	1324-2	1324-32	1324-37	1324-38	1324-29	1324-40	1324-35	1324-39	1324-19	1324-21	1324-36	1324-24
SiO ₂	55,3	69,42	53,18	59,79	60	60,24	61,06	62,35	62,72	62,8	64,7	64,94	65,5	69,5	69,62	49,24	50,16	72,04	72,3	73	73,9	73,18	73,9
TiO ₂	0,8	0,54	0,84	0,73	0,58	0,7	0,58	0,8	0,5	0,58	0,53	0,5	0,35	0,25	0,2	0,63	0,41	0,04	0,09	0,07	0,15	0,04	0,01
Al ₂ O ₃	17,2	13,24	16,85	16,42	16,94	16,26	15,89	16,3	14,87	14,68	16,26	14,9	15,42	15,03	15,07	16,91	12,33	14,14	13,08	14,68	14,59	13,58	14,68
Fe ₂ O ₃	0,89	1,48	2,42	2,1	1,95	1,99	1,2	1,12	1,81	1,68	1,11	1,36	1,51	0,9	0,57	1,36	0,32	0,93	0,67	0,64	0,26	0,03	0,32
FeO	8,38	4,07	7,18	5,34	5,6	5,74	5,74	4,74	4,67	5,31	4,02	4,88	3,59	2,16	1,92	9,19	8,33	1,68	2,28	1,58	1,29	1,68	1,14
MnO	0,14	0,054	0,118	0,096	0,066	0,103	0,12	0,073	0,067	0,07	0,057	0,096	0,038	0,02	0,018	0,174	0,167	0,051	0,084	0,041	0,015	0,045	0,034
MgO	3,9	2	5,24	4,04	3,21	4,02	4,3	3,41	4,16	4,42	2,81	3,81	2,3	0,8	1,2	8,74	13,62	0,8	0,5	0,2	0,2	0,6	0,2
CaO	9,74	3,16	4,48	5,91	4,48	5,04	5,6	4,76	4,48	4,76	4,2	3,92	4,2	3,3	2,52	10,08	11,5	1,76	2,51	1,96	1,68	1,48	1,12
Na ₂ O	1,69	3	3,77	2,33	3,73	2,74	2,55	2,5	3,17	2,84	3,19	3,15	4,04	3,72	4,16	1,36	0,99	3,23	3,5	3,7	3,5	3,26	3,15
K ₂ O	0,21	1,54	2,62	1,33	1,67	1,51	1,4	1,64	1,39	1,23	1,6	1,36	2,06	2,98	3,73	1,15	0,39	4,72	3,73	3,5	3,82	5,04	5
H ₂ O	0,14	0,24	0,42	0,67	0,46	0,47	0,2	0,41	0,46	0,32	0,23	0,19	0,08	0,14	0,14	0,27	0,19	0,14	0,1	0,12	0,1	0,16	0,19
ппп	0,93	1,05	2,68	1,89	1,26	1,07	1,49	1,67	1,87	1,12	1,21	1,03	1	0,7	0,63	1,14	1,08	0,51	0,55	0,71	0,38	0,41	0,34
P ₂ O ₅	0,63	0,17	не опр.	0,18	0,17	0,175	не опр.	0,2	не опр.	не опр.	0,13	не опр.	0,21	0,31	0,2	0,11	0,185	0,2	0,28	0,055	0,06	0,25	0,045
Li ₂ O	0,0012	0,0033	0,006	0,0025	0,0031	0,0023	0,003	0,0043	0,0033	0,026	0,0041	0,0029	0,0043	0,0034	0,0045	0,0017	0,0015	0,0025	0,003	0,0018	0,0024	0,002	0,0024
Rb ₂ O	0,0008	0,0082	0,0163	0,0094	0,009	0,0094	0,0099	0,01	0,0086	0,0082	0,0087	0,007	0,0089	0,0082	0,0108	0,007	0,0022	0,0121	0,0114	0,0087	0,0096	0,0127	0,0129
Cs ₂ O	0,0002	0,0002	0,0004	0,0003	0,0002	0,0003	0,0004	0,0004	0,0002	0,0003	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0002	0,0005	0,0002	0,0002	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002
Сум-ма	99,95	99,98	99,82	100,17	100,13	100,07	100,14	99,99	100,18	99,83	100,06	100,15	100,31	99,82	99,99	100,36	99,69	100,26	99,69	100,27	99,96	99,77	100,14
Ba	0,0620	0,037	0,065	0,07	0,0370	0,0490	0,037	0,044	0,048	0,043	0,035	0,048	0,073	0,12	0,12	0,031	0,022	0,23	0,12	0,19	0,12	0,2	0,15
Sr	0,1000	0,032	0,039	0,041	0,0400	0,0330	0,03	0,035	0,033	0,029	0,031	0,03	0,049	0,076	0,042	0,039	0,046	0,042	0,036	0,036	0,028	0,032	0,027
Y														0,0022	0,0014			0,0029	0,0037	0,0022	0,0013	0,0027	не опр.
Zr														0,0197	0,0162			0,0209	0,0197	0,0087	0,0212	0,0121	не опр.
Nb														0,0011	0,0007			0,0006	0,001	< 0,0004	0,0011	0,0007	не опр.
Pb														0,0014	0,0034			0,003	0,0036	0,0026	0,0031	0,0038	не опр.
Th														0,0008	< 0,0006			0,0006	< 0,0006	< 0,0006	< 0,0006	< 0,0006	не опр.
Cr	0,01	0,028	0,034	0,036	0,033	0,03	0,0075	0,032	0,024	0,039	0,029	0,032	≤0,007	0,009	< 0,0070	0,034	0,085	0,013	0,016	0,022	< 0,0070	< 0,0070	0,021
Ni	0,0022	0,0043	0,0059	0,0083	0,0083	0,01	0,0024	0,0057	0,007	0,0096	0,0053	0,0095	0,0033	0,0017	0,002	0,0058	0,017	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008
Co	0,0026	0,0023	0,0033	0,0031	0,0026	0,0035	0,034	0,0021	0,0027	0,0039	0,0019	0,0031	0,0019	0,0015	≤ 0,0008	0,0045	0,01	не обн.	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008	< 0,0008
V	0,02	0,012	0,016	0,013	0,011	0,013	0,016	0,012	0,012	0,016	0,01	0,013	0,0076	0,0033	0,0018	0,018	0,016	< 0,0025	< 0,0025	< 0,0025	< 0,0025	< 0,0025	< 0,0025
Cu	0,0042	0,0035	0,0041	0,006	0,007	0,0065	0,0082	0,0042	0,0039	0,0058	0,0044	0,0056	0,0044	0,0029	< 0,0015	≤ 0,0015	0,0021	< 0,0015	0,0037	0,0015	< 0,0015	< 0,0015	< 0,0015

Характер метаморфических преобразований в районе островов Маркатсимансари и Мустасари [Светов, Свириденко, 2005] сопоставим с рассмотренной территорией. Здесь также наблюдается перекристаллизация и порфиروبластез. При рассланцевании метавулканитов по сланцеватости развивается биотит. В полосчатых метаморфических породах отдельные полосы сохраняют признаки бластопаппитовых структур. Зерна граната содержат остроугольные включения кварца и плагиоклаза. Но главным признаком сопоставимости метаморфизма является одинаковый состав граната и биотита метаморфических пород во всей наддиапировой зоне (табл. 40, рис. 27), железистость которых колеблется в небольших пределах и состав не меняется при гранитизации.

Таблица 40

Химический состав породообразующих минералов центральной наддиапировой зоны

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
Химический состав биотита (вес. %)														
Гранат-биотитовые сланцы и гнейсы	1324-20	35	3,14	18,24	3,25	14,05	0,026	11,58	0,98	0,13	9,45	0,74	3,65	99,5
	1393-2	35,48	2,7	19,21	2,48	16,66	0,052	10,63	0,07	0,08	9,18	0,19	2,88	99,61
	1399-13	36	3,6	16,48	2,08	17,38	0,108	11,85	0,07	0,04	8,57	0,27	3,24	99,69
	1422-1	35,24	2,48	17,24	3,04	17,06	0,073	11,16	0,28	0,05	9,13	0,28	3,6	99,63
	1436-3	35,42	4,52	17,58	3,25	15,18	0,048	10,94	0,28	0,05	9,34	0,58	3,32	99,93
	1440-1	34,82	3,44	17,64	2,64	17,24	0,068	10,06	0,28	0,04	9,17	0,46	3,64	99,5
	1449-6	35,53	3,32	18,32	3,12	14,7	0,034	10,81	0,72	0,16	9,71	0,64	3,42	99,84
	1604-36	34,61	2,66	17,3	3,26	18,08	0,064	11,77	0,14	0,15	7,14	0,67	4,4	99,57
	1608-13	35,18	3,16	19,24	3,72	15,73	0,052	10,42	0,07	0,06	9	0,4	2,65	99,68
	1609-3	35,5	2,82	19,19	3,95	15,16	0,047	10,62	0,14	0,1	8,79	0,38	2,73	99,48
	1641-14	35,22	2,48	19,66	3,6	15,3	0,032	11,3	0,07	0,15	8,86	0,14	2,96	99,77
	1644-9	35,92	2,94	19,38	3,9	13,94	0,032	11,43	0,14	0,13	8,99	0,48	2,51	99,79
Гранатсодержащие граниты	1396-1	35,63	2,77	19,13	3,14	16,19	0,067	10,62		0,11	9,24	0,65	2,83	99,73
	14551-2	32,76	2,46	18,97	4,48	16,14	0,09	10,58	1,31	0,12	7,79	0,98	5,03	99,73
	1458-1	34,09	2,17	19,12	3,25	16,85	0,11	9,62	0,88	0,12	9,97	0,72	3,36	99,54
	1475-15	29,29	0,4	19,95	10,29	16,4	0,17	9,52	0,55	0,11	3,57	1,98	9,18	99,43
	1604-57	35,85	3,65	18,29	4,12	13,49	0,048	12,33	0,07	0,06	9,23	0,57	2,36	99,5
	1608-6	33,5	3,1	19,56	5,31	15,55	0,113	9,21		0,05	8,41	0,4	4,43	99,63
	1644-8	32,25	1,23	20,48	2,88	17,38	0,216	12,26		0,08	5,1	0,8	7,9	99,78
Химический состав граната (вес. %)														
Гранат-биотитовые сланцы и гнейсы	1324-20	39,38	0,037	20,77	0,46	31,29	0,63	5,56	1,13	0,13	0,16	0,03		99,58
	1393-2	38,42	0,08	19,87	1,07	32,69	1,2	4,4	1,4	0,12	0,16	0,18		99,59
	1399-13	37	0,09	20,34	1,27	31,97	1,58	5,65	1,61	0,03	0,08	0,2		99,82
	1422-1	36,58	0,08	19,23	1,08	35,02	1,28	4,2	1,54	0,91	0,02	0,04		99,98
	1436-3	39,1	0,07	22,23	0,89	30,52	0,67	5,52	0,98	0,15	0,19			100,32
	1440-1	39,56	0,12	22,21	0,29	30,69	0,9	4,49	1,4	0,22	0,27			100,15
	1449-6	39,56	0,11	21,13	0,17	29,45	0,4	5,81	2,59	0,25	0,26	0,18		99,91
	1604-36	39,63	0,07	20,95	2,99	25,5	1,36	5,27	3,62	0,16	0,24	0,03		99,82
	1608-13	39,8	0,06	20,51	3,59	27,66	1,341	4,62	1,29	0,19	0,25	0,2		99,51
	1609-3	39,25	0,05	20,95	3,87	28	0,9	5,03	0,93	0,11	0,18	0,23		99,5
	1641-14	41,59	0,48	20,19	0,28	27,11	1,18	6,58	1,41	0,32	0,32	0,07		99,53
	1644-9	39,2	0,06	21	3,46	28,37	0,524	5,84	0,58	0,11	0,21	0,2		99,55
Гранатсодержащие граниты	1324-35	38,7	0,02	21,55	0,61	30,27	1,43	5,24	1,37	0,15	0,16	0,08		99,58
	1324,39	41,83	0,11	20,1	1,5	27,6	1,94	4,3	1,23	0,32	0,47	0,16		99,56
	1396-1	38,62	0,09	20,34	1,47	30,89	1,28	5,5	1,26	0,13	0,15	0,22		99,95
	1458-1	37,24	0,07	20,87	7,46	26,22	1,76	3,57	2,23	0,13	0,15	0,02		99,72
	1475-15	38,7	0,09	21,13	0,47	30,89	1,02	4,82	2,45	0,08	0,2	0,04		99,89
	1604-57	37,7	0,06	20,95	6,39	26,94	1156	4,88	1,05	0,05	0,12	0,23		99,53
	1608-6	40,82	0,88	20,08	0,07	29,81	1,37	5,16	0,56	0,33	0,32	0,13		99,53
	1644-8	39	0,06	21	3,46	28,37	0,992	4,91	1,29	0,1	0,15	0,23		99,56
Химический состав гиперстена (вес. %)														
Гип-Бт гн.	1324-30	50,88	0,17	1,18	9,64	17,6	0,65	17,38	1,44	0,05	0,04	0,12	0,76	99,91
Бт-Гип бласт.	1324-1	51,5	0,14	1,18	5,16	19,04	0,37	18,89	2,45	0,06	0,04	0,2	0,68	99,71
Габ.-долер.	1324-40	52,24	0,1	1,05	10,69	10,96	0,31	22,24	1,87	0,03	0,02	0,2	0,64	100,35

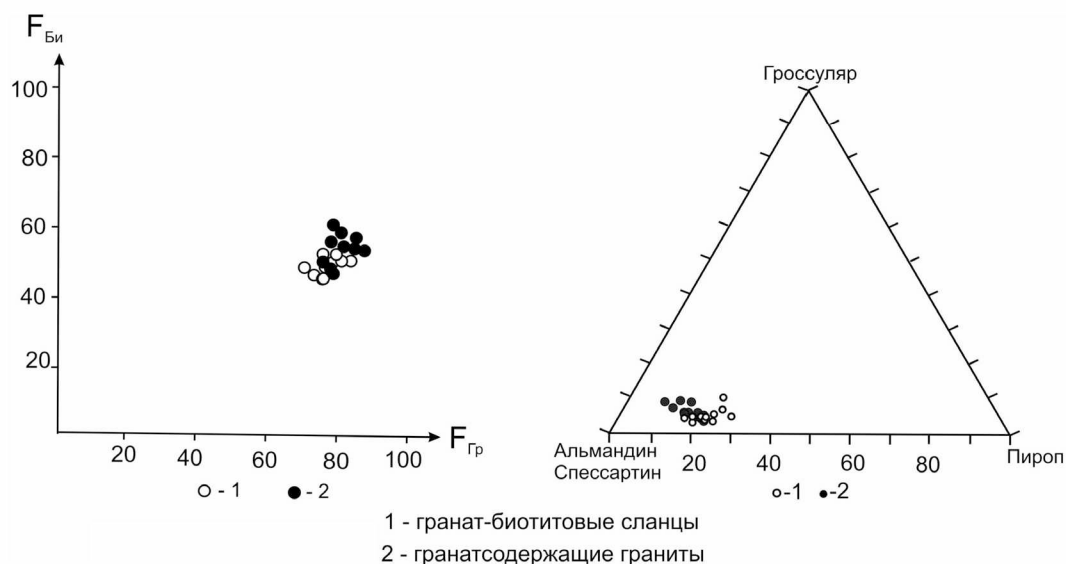


Рис. 27. Сопоставление составов граната и биотита в сланцах и гранитах центральной наддиапировой зоны:

1 – гранат-биотитовые сланцы; 2 – гранатсодержащие граниты

Важным критерием для характеристики метаморфизма является состав граната в широко развитых гранат-биотитовых гнейсах. Содержание пиропового компонента в них не превышает 30 %, что соответствует метаморфизму амфиболитовой фации, но не гранулитовой. Имеющиеся единичные ассоциации минералов гранулитовой фации, так же как и отмечавшиеся признаки бластопсаммитовых структур среди метаморфизованных пород, не могут служить критерием для характера регионального проявления этих процессов. По-видимому, «сухость» парагенетических ассоциаций в высокотемпературных метаморфических породах (в частности, присутствие гиперстена) в наддиапировой зоне следует связывать с повышенной активностью CO_2 [Летников и др., 1981; Schreurs, Westra, 1986], а не с повышением температуры.

Решению отдельных сложных проблем метаморфизма на рассматриваемой территории в какой-то мере способствует геологическая карта Приладожья (см. рис. 2). Отсутствие складчатых структур при региональном развитии купольных, является свидетельством того, что одностороннее направленное давление отсутствовало. При вертикальных тектонических движениях, типичных при формировании купольных структур, перемещение не было интенсивным. Метаморфические преобразования в этих условиях происходят в основном под воздействием мантийного флюида, так же как и процессы гранитизации.

Именно поэтому метаморфические преобразования неустойчивы и зависят от множества частных ситуаций: проницаемости пород, частных тектонических обстановок и других. Примером может служить выделение стресс-метаморфизма [Кулаковский и др., 2015], где породы с бластокатаклазитовыми структурами встречаются совместно с высокометаморфизованными породами. Хотя цитируемые авторы связывают стресс-метаморфизм с разломами, но наличие разломов геологически не обосновывается.

Небезинтересно для сопоставления метаморфизма рассмотреть состав породообразующих минералов сульфидных горизонтов в метаалевролитах района о. Маркатсимансари (табл. 41), которые, как известно, образуются при вулканических извержениях. Сульфидные минералы представлены халькопиритом, пиритом и пирротином, образующими полосы согласно полосчатости либо отдельные пятнообразные скопления. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, кварц и биотит. Состав биотита непостоянный, местами MgO преобладает над FeO . Отдельными участками встречаются единичные зерна микроклина. Встречаются также единичные зерна редкоземельного минерала. Акцессорные минералы – рутил, апатит и циркон. Признаков проявления гранулитового метаморфизма не встречено.

Таблица 41

**Микрозондовый анализ породообразующих минералов из сульфидных горизонтов
метаосадочных пород ладожской серии в районе о. Маркатсимансари**

			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма
Плагноклаз	1605-5	1	58,54		24,85			6,92	8,35					98,66
	1612-8	1	61,07		26,13			6,52	8,29					102,01
	1615-10	1	60,72		27,17			7,78	8,42					104,09
		2	57,83		25,08			7,02	7,99					97,92
	1406-1	1	58,12		26,01			7,77	7,27					99,17
		2	63,68		22,24			3,12	10,01					99,05
Биотит	1605-5	1	35,39	2	18,37	16,55	11,49			9,77				93,57
	1612-8	1	35,87	3,28	19,53	17,38	9,99			10,17				96,22
		2	35,47	3,28	19,35	17,46	9,6			10,15				95,31
	1615-10	1	38,02	1,56	18,87	10,4	15,88			10,58				95,31
		2	43,28	0,77	29,81	3,49	6,66			11,35				95,36
		3	35,33	1,55	17,51	10,96	14,8			10,55				90,65
	1406-1	1	36,08	2,72	16,4	19,31	10,64			9,92				95,07
		2	36,32	2,51	16,33	20,19	10,73			9,9				95,98
Калишпат	1615-10		64,39		18,52					17,55				100,46
Редкоз. В Ар	1612-8	1						40,71			43,59	6,6	5,97	96,87

Приведенный обзор метаморфизма на территории Северного Приладожья позволяет считать, что это сложный неравномерно проявленный процесс, энергетическим источником которого служат глубины Земли.

Совместное рассмотрение метаморфизма и гранитизации в Ладожской вулканогенно-тектонической структуре дает основание считать, что энергетическим источником при их проявлении служила мантия Земли. При базитовом вулканизме – это проявление фумарольно-гидросольфатарной деятельности и при региональной гранитизации – воздействие мантийного флюидного потока. Региональный метаморфизм погружения, по-видимому, отсутствовал. Об этом свидетельствует региональное развитие купольных структур. Представленный фактический материал свидетельствует о том, что региональная гранитизация не является метасоматическим процессом. При привносе калия, кремния и целого ряда редких элементов интенсивного выноса кальция, магния и железа не наблюдается. Отдельные пятнообразные обособления крупнозернистого биотита свидетельствуют лишь о перераспределении магния и железа, но не об их выносе. Динамическая среда гранитообразования имеет все признаки нелинейности. Гранитизация проявлена неравномерно. Какие-либо геологические границы между метаморфизованными и гранитизированными породами отсутствуют.

ГЛАВА 4

ТЕКТОНИКА

Тектоника Ладожского региона, как и докембрия в целом, нередко трактуется с позиций тектоники литосферных плит. При этом геологическая ситуация определяется на основании сходства отдельного докембрийского магматического комплекса с типичными комплексами современного плейттектонического режима [Кожевников, 2000; Балтыбаев и др., 2009; Слабунов, 2012 и др.]. Тектоника Приладожья рассматривается также с позиции орогенеза и складчатых деформаций с выделением нескольких этапов складчатости, но эти этапы ничем не обоснованы. Небольшие мощности вулканогенно-осадочных пород не согласуются с таким представлением. Складчатые структуры в региональном плане не выделены.

Много внимания проблемам геотектоники уделено в коллективной работе «Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье)» [Судовиков и др., 1970]. Как отмечают авторы, главной задачей их исследования было выявление закономерностей тектонической эволюции, поскольку в рассматриваемом регионе развиты тектонические структуры, начиная с супракрустальной линейной складчатости и надвиговых покровов и кончая глубинными диапироидными структурами [Судовиков и др., 1970, с. 4].

В пределах Северного Приладожья цитируемые авторы выделяют следующие структуры с северо-востока на юго-запад: 1) Янисъярвинский синклинорий, 2) Сортавальско-Питкярантская область поднятий фундамента, 3) пояс тектонических покровов и 4) пояс линейной складчатости. Подробно рассмотрен характер складок, но, к сожалению, они изучались на отдельных небольших по размерам обнажениях. В региональном плане складчатые структуры не выявлены. Структуры купольные (см. рис. 2) на геологической карте установлены при детальном геологическом картировании, как уже отмечались, с прослеживанием маркирующих горизонтов. Мелкие складчатые формы в пределах осадочных слоев не передаются на согласные тела основных магматических пород, так как они более плотные, чем осадочные породы. Подобная мелкая складчатость свидетельствует о пластичности осадочных пород, а не о проявлении линейной складчатости под воздействием тангенциального сжатия.

В последующей монографической работе коллектива Института геологии и геохронологии докембрия РАН «Геология и петрология свекокарелид Приладожья» под редакцией В. А. Глебовицкого (2000) представление о тектонике Ладожского региона существенно не изменилось. Упор сделан на выделение северного и южного доменов, разделенных Мейерским надвигом. При этом северный домен считается частью Карельского кратона, и таким образом, Мейерский надвиг является границей с Карельским кратоном Свекофеннского пояса. Проявление магматизма в регионе связывается с орогенцией и соответственно выделяются раннеорогенные, синорогенные, позднеорогенные и посторогенные интрузии. Предполагается, что механизм надвигообразования относится к заключительной стадии коллизии Свекофеннского орогена с архейским Карельским кратоном [Балтыбаев и др., 2009].

Нами получены принципиально иные представления о тектонике Северо-Ладожского региона и его соотношении с Карельским кратоном. По-видимому, это объясняется иной методикой исследования. Многолетнее палеовулканологическое изучение [Светов, 1972, 1979; Светов, Свириденко, 1991, 1992, 2005 и др.] протерозойских вулканогенно-осадочных пород, как на площади Ладожского региона, так и на территории Карельского кратона позволили получить большой фактический материал по вулканоплутоническим ассоциациям и оценить роль магматизма в тектонике докембрия.

Главный тип тектонических движений в пределах Ладожской вулcano-тектонической структуры был вертикальный. Переменяемость осадочных и вулканогенных слоев обусловлена тем, что при проседании водного бассейна происходит осадконакопление, а при поднятии

земной коры происходит извержение вулкана. Более того, колебательные движения в процессе вулканогенно-осадочного литогенеза на ранней стадии тектонического цикла сменились в период его завершения общим поднятием и гранитизацией с формированием купольных структур (см. рис. 2).

Купольные структуры гранитизированных вулканогенно-осадочных пород докембрия – это типичные диссипативные структуры. Все многообразие структурообразования происходит не автономно, а в процессе самоорганизации и саморазвития [Светов, Свириденко, 2005].

Что касается Ладожско-Ботнической шовной зоны (см. рис. 1), то тектонический каркас, выделенный на основе геофизических данных [Земная кора..., 1978], подтвержден многочисленными геологическими исследованиями, в том числе и палеовулканологическими. Ладожско-Ботническая шовная зона служила границей между новообразованной эpiarхейской континентальной земной корой, сформировавшейся на протогоре Карельского кратона и нерегенерированной протогорой территории Свекофеннского геоблока, обнажающейся в настоящее время в составе окаймленных куполов, протягивающихся параллельно Ладожско-Ботнической шовной зоне. Породы этих купольных структур интенсивно переработаны при наложенных процессах тектоно-метаморфической активизации и поэтому просто отдельные данные изотопного позднеархейского возраста не могут служить доказательством их позднеархейского первичного происхождения. По нашим данным [Светов, Свириденко, 1992] имеются основания сопоставлять их с раннеархейскими протокаловыми тоналито-гнейсами.

Ладожско-Ботнический шов тектонического каркаса Фенноскандинавского щита на ранней стадии образования в режиме флексурного изгиба играл главную роль в размещении мантийного вулканоплутонизма. Излияния платобазальтов трех вулканических центров (Янисъярвинского, Туливаранмякского и Кирьявалахтинского) в людикувии создали Янисъярвинский дол.

Разноглубинный мантийный магматизм является определяющим в создании Ладожской вулкано-тектонической структуры. В последующем геологическом развитии до рифея включительно он смещается в южном направлении, но при этом какие-либо доказательства о существовании северного и южного доменов отсутствуют. Об этом свидетельствуют данные глубинного строения. Центральной части Ладожской структуры соответствует Северо-Ладожский блок, Северо-Ладожский мантийный свод [Шаров и др., 2004; Шаров, 2015]. По данным МОВЗ Северо-Ладожский блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углом 60–40° Приозерским и Рускеальским разломами (см. рис. 3) с тенденцией к сочленению на глубинах 100–120 км.

Центральная часть мантийного свода (Северо-Ладожского блока) по палеовулканологическим данным [Свириденко, 2013б] соответствует центральной части протерозойского мантийного диапира и Салминскому центру эндогенной магматической активности. Северо-Ладожский блок (см. рис. 3) по геоэлектрическим данным представляет собой наклонную сдвинутую на север призму с неровной уплощенной поверхностью, размеры которой по профилю на глубине 5–10 км составляют порядка 150 км. Наклон призмы свода и удлиненная его северо-восточная часть свидетельствуют о сдвиговых движениях в направлении с юго-запада на северо-восток. Это вполне понятно, так как центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА) по палеовулканологическим признакам соответствует мантийному диапиру. Он является длительно развивающимся и долго живущим.

ЦЭМА представляет радиальную генетически взаимосвязанную совокупность сопряженных фациально разноглубинных жерловых вулканических, субвулканических и плутонических образований производных системы магнеподводящих камер периферических и промежуточных очагов, включая зоны генерации магм мантийного, корово-мантийного или корового уровней. Главной особенностью любого ЦЭМА является структурная обособленность, автономность развития. Поэтому геофизическое выражение центральной части Ладожской вулкано-тектонической структуры вполне понятно. Мантийный диапиризм обеспечивает адвективный тепло-массоперенос.

Мантийный диапир образуется под воздействием флюидного потока, поднимающегося от границы внешнего ядра и нижней мантии Земли. Происходит плавление верхней мантии в условиях спада давления. В зачаточном состоянии диапир представляет объем разуплотненной мантии с включенным базальтовым расплавом и трансмантийным флюидом. Спад давления способствует подъему этой массы в земную кору и дальнейшему плавлению. Создается длительно развивающаяся корневая очаговая трансмантийная питающая и магмовыводящая система, включающая разноглубинные магматические очаги и магмовыводящие каналы. Плавление коры происходит под воздействием базальтового расплава. Совмещение ЦЭМА и мантийного диапира в центральной части Ладожской структуры говорит о приоритетности магматической тектоники при ее заложении и докембрийском развитии [Светов, Свириденко, 2005].

Структура Северо-Ладожского мантийного свода реализуется в завершение свекокарельского тектоно-магматического цикла около 1800 млн лет в связи с региональной гранитизацией под воздействием мантийного флюидного потока, несущего в земную кору кроме мантийных флюидов калий и сопутствующие редкие элементы. Характер и распространение купольных структур не дают никаких оснований для проведения Мейерского надвига. Таким образом тектоническая активность в свекокарельское время реализуется под воздействием мантийного платобазальтового вулканизма и мантийного флюидного потока, осуществляющего региональную гранитизацию.

После свекокарельской тектонической активности следовал длительный период воздымания и денудации не только Ладожской структуры, но и Фенноскандинавского щита в целом. С последующим проявлением диапиризма связан рифейский вулканоплутонизм, которому присуща корневая система единая со свекокарельской, так как он относится к тому же центру эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005]. Следовательно, Ладожская структура является полициклической.

Большое влияние на характер тектонических движений оказывала флексур Полканова, развивающаяся более 1 млрд лет [Светов, 1979]. Если на раннем этапе формирования Ладожской структуры ведущая роль принадлежала Ладожско-Ботнической шовной зоне, то на ее заключительном этапе, включая неотектонический период, наибольшее влияние на ее строение и индивидуальность оказывала флексур Полканова.

Острова Валаамского архипелага, сложенные габбро-долеритами среднерифейского Валаамского силла, находятся на осевой части краевой флексуры Полканова, разделяющей Фенноскандинавский щит и Русскую плиту. Они содержат огромную информацию о тектонике этого региона в интервале времени от среднего рифея до современности. Нами выделено 7 этапов тектонических движений [Свириденко, Светов, 2008]. Последовательное рассмотрение этих этапов дает возможность проследить характер тектонических движений от докембрия до современности.

Новейшие и современные тектонические движения краевой части Фенноскандинавского щита обычно наследуют древние тектонические движения и позволяют проследить эволюцию тектонического развития. Особый интерес в этом плане представляет Пашско-Ладожская горсто-грабеновая система (рис. 28). Она сформировалась в результате деструкции осадочного чехла в ходе тектоно-магматической активизации. Оценить время ее образования позволило изучение тектоники среднерифейского Валаамского силла [Свириденко, Светов, 2008], пологозалегающего в вулканогенно-осадочных породах салминской свиты. Грабен вписывается в систему ортогональных разломов, параллельных и перпендикулярных флексуры Полканова с продольной и поперечной асимметрией. Кинематически горсто-грабеновая система строго контролируется.

К началу венда восточная часть Фенноскандинавского щита вышла из режима осадконакопления и испытывала устойчивое поднятие. Таким образом Ладожская вулканотектоническая структура является структурой длительного наследованного развития при периодическом возобновлении деятельности разноглубинной очаговой магматической системы.

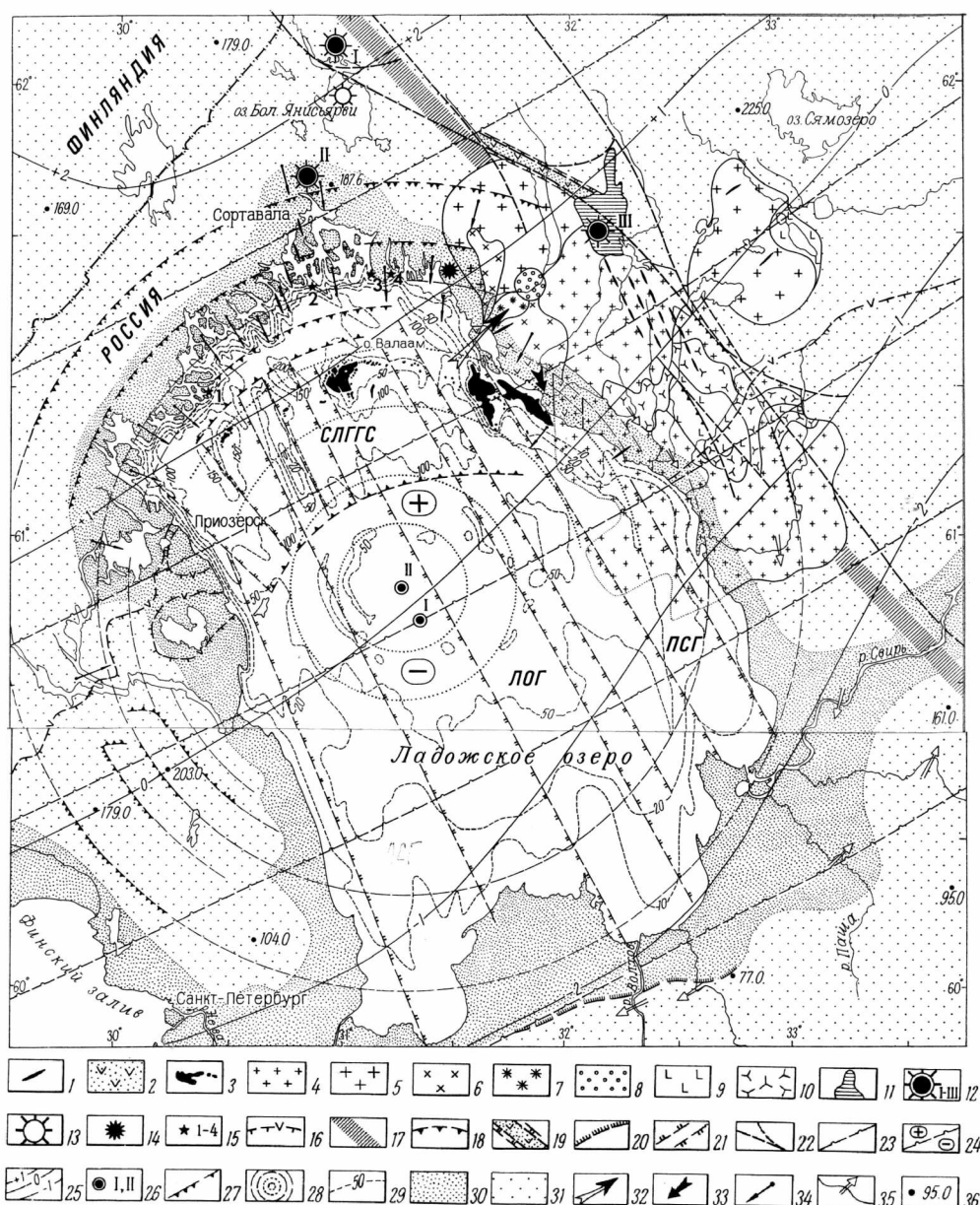


Рис. 28. Ладожская неотектоническая радиально-кольцевая структура (по: А. П. Светов, 1998):

1 – дайки долеритов (сортавалитов); 2 – среднерифейские базальты; 3 – долериты, монцониты, сиениты Валаамского силла; 4 – выборгит; 5 – равномернозернистый биотитовый гранит; 6 – неравномернозернистый биотитовый гранит; 7 – питерлит; 8 – порфиоровидный гранит, гранит-порфир; 9 – габбро-анортозит; 10 – монцонит, кварцевый сиенит; 11 – свежескарельский вулканоплутонический комплекс; 12 – людиковийские эруптивные центры: I – Янисъярвинский, II – Кирьявалахтинский, III – Туливаронмякский; 13 – рифейский эруптивный центр Бол. Янисъярви; 14 – раннерифейские туффзиты; 15 – эруптивные центры калевийских вулканитов; 16 – вендский осадочно-вулканогенный комплекс; 17 – шовная зона Карельского и Свекофеннского геоблоков; 18 – субширотные ограничения Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 19 – среднерифейский вулканический комплекс; 20 – Балтийско-Ладожский глинт ордовикского плато; 21 – СЗ границы блоков Пашско-Ладожской горсто-грабеновой системы; 22 – разломы и сдвиговые деформации, сопутствующие шовной зоне Карельского и Свекофеннского геоблоков; 23 – краевая радиальная флексура, разделяющая области поднятия Фенноскандинавского щита и опускания Русской плиты; 24 – области поднятия (+) и области опускания (-); 25 – изолинии зон поднятия и опускания; 26-I – географический центр Ладожского озера; 26-II – геометрический центр ЛРКС; 27 – ступени современного рельефа; 28 – Ладожская радиально-кольцевая структура Салминского ЦЭМА; 29 – граница ложа Ладожского озера; 30 – морфоскульптуры Приозерской низменности; 31 – палеическая поверхность позднекайнозойского оледенения; 32 – направление растекания рифейских платобазальтов; 33 – направление погружения пластового тела выборгитов Салминского плутона; 34 – радиальная ориентировка фьердообразных заливов и разделяющих их шхер; 35 – направления изгибов тальвегов долин речной сети, фиксирующие левосторонние сдвиговые деформации коренного ложа; 36 – возвышенности и эрозионно-тектонические останцы

В пострифейское время с завершением вулканоплутонизма Ладожская структура окончательно приобрела радиально-кольцевое строение, но теперь уже благодаря соответствующим тектоническим движениям (см. рис. 28).

Ее раму образуют структурно-вещественные комплексы: свекокарельский вулканоплутонический, раннерифейский габбро-анортозит – рапаквивгранитный осадочный. Географический центр Ладожского озера и геометрический центр Ладожской радиально-кольцевой структуры практически совпадают. Морфоструктура Ладожской кольцевой структуры соответствует Ладожской котловине, испытывающей современные блоковые дифференцированные движения воздымания.

Типоморфными признаками рассматриваемой структуры является асимметрия глубин дна северной (70–242 м) и южной (5–70 м) частей акватории озера, а также ярко выраженная, возрастающая к северу ступенчатость рельефа.

Характерным признаком кольцевой структуры является северный берег Ладожского озера, где проявлена радиальная ориентировка фьордообразных заливов и разделяющих их шхер (см. рис. 28). Очень характерны сдвиговые дислокации. Многие разломно-сдвиговые дислокации фиксируются многоступенчатыми нарушениями первичной столбчато-призматической отдельности (например, скалистый берег о. Валаам).

По геолого-геоморфологическим данным котловина Ладожского озера имеет тектоническую природу. Начало ее становления относится к среднему-позднему рифею. Нашими исследованиями истории геологического развития свекокарелид юго-западной Карелии установлено [Светов, Свириденко, 2005], что современная морфоструктура котловины Ладожского озера и прилегающего побережья соответствует Ладожской неотектонической радиально-кольцевой структуре в связи с локальным аномальным поднятием Северного Приладожья.

Начальным этапом формирования этого поднятия является образование Северо-Ладожского мантийного свода, фиксирующегося данными глубинного строения (см. рис. 3) и представляющего собой надочаговую зону мантийного диапира. Магматическое структурообразование здесь было главным.

Большое влияние на формирование Ладожской вулканотектонической структуры оказывали сдвиговые деформации, и не только в неотектонический, но и в докембрийский период ее формирования. Наиболее заметно их проявление в пределах Ладожско-Ботнической шовной зоны и в пределах флексуры Полканова. В частности, динамика кручения сдвиговых дислокаций четко проявлена на примере штока в центральной части Тервуского гранитного массива [Свириденко, 2011б]. Сдвиговая тектоника, по-видимому, способствовала перемещению блоков фундамента в северной части структуры [Морозов, 1999]. Во всяком случае они не воспринимаются как единое поднятие. Тем не менее вертикальные тектонические движения при всем времени формирования Ладожской структуры были определяющими.

Ладожская вулканотектоническая структура выделена и охарактеризована впервые. Главной причиной ее индивидуального восприятия послужило дешефрирование А. П. Световым современной кольцевой структуры (см. рис. 28), а также палеовулканологическое изучение региона с выявлением вулканических построек и обоснование Салминского центра эндогенной магматической активности [Светов, Свириденко, 2005], генетически связанного с проявлением мантийно-корового диапиризма. В настоящее время можно считать обоснованным, что мантийный диапиризм типичен для докембрия и создал многообразие различных по размеру замкнутых структур кольцевого типа.

Выделенные на территории Карелии при палеовулканологических исследованиях вулканические постройки (более 50) не приурочены, как в фанерозое, к вулканическим поясам, а группируются в отдельные центры магматической (вулканоплутонической) активности, служащие основой для образования вулканотектонических структур с автономной внутренней организацией.

Установленная последовательность образования Ладожской структуры показывает, что она сопоставима с Печенгской и Онежской структурами [Светов, 2002], а также с позднеархейской Калевальской [Свириденко, 2016]. Все многообразие структурообразования в тектоносфере докембрия происходит не автономно, а в процессе самоорганизации и саморазвития. По всем признакам Ладожская структура является кольцевой надочаговой вулкано-тектонической структурой центрального типа, отвечающей морфоструктурам класса центров эндогенной магматической активности. Это самоорганизующаяся и саморазвивающаяся диссипативная структура. Колебательные глыбово-волновые движения, связанные с ее образованием и развитием, создают напряженное состояние литосферы. Процессы взаимосвязанных колебаний приобретают автоколебательный режим. С позиции автоволновой (нелинейной) геодинамики магматизм и тектоника – это однопорядковые явления, представляющие разные стороны единого эндогенного процесса. Длительное время последовательно развивающаяся Ладожская вулкано-тектоническая структура служит доказательством этому.

Тектонической основой Ладожской вулкано-тектонической структуры является корневая питающая система, сформированная посредством мантийного энергетического источника. Платобазальтовый эндогенный режим и эндогенный режим региональной гранитизации были главными эндогенными режимами формирования структуры и имели большое влияние на особенности развития ее минерогенеза.

ГЛАВА 5

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАГЕНИИ

Минерагения Ладожской вулкано-тектонической структуры в настоящее время еще не изучена, хотя металлогенические исследования в регионе проводились начиная с XIX в. и наиболее подробно во второй половине XX в. Большое внимание уделялось скарнам [Шабынин, 1966; Хазов, 1982; Иващенко, 1987 и др.]. При этом образование их связывалось со свекофенным орогенезом. Считалось, что раннеорогенный, синорогенный, позднеорогенный и посторогенный этапы сопровождались собственным рудообразованием. Такие представления были общепризнанными и не требовали больших доказательств.

Различались по металлогенической специализации формации скарнов [Хазов, 1982, с. 32]. Для скарнов магнезиально-скарновой формации характерно вольфрамовое, магнетитовое, полиметаллическое, оловянное, оловянно-редкометалльное оруденение, а для скарнов известково-скарновой формации – вольфрамовое и оловянное. При этом считалось, что масштабы оруденения определяются главным образом металлогенической специализацией скарнирующих гранитоидов. Влияние базитового вулканизма на процессы рудообразования не рассматривалось.

Впервые людиковийский осадочно-вулканогенный литогенез и формирование металлоносных сульфидных осадков на территории Северного Пиладжья были рассмотрены в связи с составлением опорного стратиграфического разреза сортавальской серии [Светов, Свириденко, 1992]. К числу металлоносных относятся разнообразные по составу смешанные туфогенные и кремнисто-карбонатные осадочно-вулканогенные породы, сингенетические гидротермальной фумарольно-гидросольфатарной деятельности, сопровождающей ход пароксизмального процесса. Динамику формирования металлоносных осадков обусловил пульсационный и стадийный непрерывно-прерывистый характер эрутивной деятельности. Металлоносные осадки отлагались в межфазные перерывы, а также в относительно кратковременные межстадиалы, разделяющие время образования лавовых пакетов. Учитывая эти обстоятельства, главной целью характеристики минерагении Ладожской структуры ставится отразить значимость вулканогенного литогенеза при создании ее минерагении. Это существенно влияет на характер локального прогноза.

Нельзя не отметить, что вулкано-тектонические структуры имеют исключительно важное металлогеническое значение, поскольку в единой структуре совмещаются разноглубинные проявления магматизма, а, следовательно, и различные генетические типы рудных концентраций. Геологической средой формирования разнообразных по вещественному составу и способам образования рудных месторождений являются области аккумуляции в ареалах активного вулканизма, зоны вулканических камер, а также зоны периферических или промежуточных магматических очагов. Рудный процесс, таким образом, является завершающим звеном в цепи магматический очаг – вулканическая постройка.

Выделяются два этапа рудообразования: свекокарельский (2050–1800 млн лет) и рифейский (1550–1450 млн лет).

Свекокарельский этап проявлен наиболее широко. Он соответствует свекокарельскому тектоно-магматическому циклу формирования вулканогенно-осадочного чехла и его последующей гранитизации [Свириденко, 1980]. Здесь известны самые разнообразные рудопроявления: полиметаллические, редкометалльные, благороднометалльные и другие. Большая роль в накоплении рудных элементов принадлежит горизонтам химогенных, осадочно-вулканогенных и пирокластических пород. Все рудопроявления, образовавшиеся в процессе вулканогенно-осадочного литогенеза, претерпели метаморфизм и рассматриваются в качестве полигенных стратиформных. Вулканогенно-осадочный чехол, включающий соответствующие породы

сортавальской и ладожской серий, содержит металлоносные осадки, занимающие четкое положение в стратиграфическом разрезе. Мощность их в породах сортавальской серии варьирует от долей метра до 10 м. Отдельные слои группируются в пачках мощностью 20–30 м и более. Большинство рудных элементов в их составе – железо, медь, свинец, цинк встречаются обычно в сульфидной форме, реже в окисной.

Рудная минерализация в вулканогенно-осадочных породах сортавальской серии представлена тонкорассеянной прожилково-вкрапленной и прожилковой концентрацией пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, локализованной в туфоалевролитах, углеродсодержащих алевролитах и карбонатно-кремнистых породах. В качестве примера представлен состав минералов (см. табл. 3) из прослоев пород сульфидного горизонта нижней вулканогенной толщи сортавальской серии. В виде тонкозернистой вкрапленности здесь присутствуют также пирит и пирротин.

Поступление в область осадконакопления разнообразного рудного ювенильного материала обусловлено динамикой вулканизма, а его накопление регулировалось режимом ритмичного осадконакопления. Особенно отчетливо влияние режима осадконакопления фиксируется на границах лавово-вулканокластических полей в зонах формирования смешанных типов разрезов.

Рудопроявления сортавальской серии, будучи полигенными стратиформными, включают рудопроявления железистых кварцитов, колчеданно-полиметаллические, апатитовые, скарноидно-вольфрамовые, графит-ванадиевые и собственно графитовые. Закономерности их распределения в должной мере не выявлены. Слишком много природных факторов влияет на их локализацию и преобразование. В частности, графитовая минерализация в рассеянном виде встречается в большинстве разрезов сортавальской серии, образуя более значительные скопления, вплоть до масштабов месторождения, в центральной части Ладожской структуры (месторождение Ихала). Закономерности размещения графитового оруденения рассмотрены Н. С. Бискэ (1987). При этом рудопроявления графита Северного Приладожья отнесены к двум генетическим типам (с. 79): «сингенетическому, обусловленному региональным метаморфизмом первично-осадочных пород и эпигенетическому, сформированному в результате переотложения углерода метаморфических пород метаморфогенными или постмагматическими растворами». Наиболее благоприятной зоной для образования промышленного графитового оруденения Н. С. Бискэ считает южную краевую структурно-фациальную подзону антиклинорного поднятия в связи с большой мощностью графитоносных пород и высокотемпературными условиями регионального метаморфизма. К этой площади относится месторождение Ихала.

Подробная характеристика скарновых рудопроявлений олова и вольфрама с рассмотрением закономерности их образования и размещения приводится В. И. Иващенко (1987). Здесь также, несмотря на подробную характеристику разнообразных скарнов, трудно считать решенными поставленные задачи, поскольку на современном уровне исследований территория Северного Приладожья уже не считается геосинклинально-складчатой областью, тогда как В. И. Иващенко эволюцию рудообразования связывает именно с эволюцией геосинклинальной структуры.

Значимость процессов вулканогенно-осадочного литогенеза для минерации Ладожской вулкано-тектонической структуры определяется еще и тем, что в настоящее время изучен вулканизм также в пределах ладожской серии.

Сульфидизированные осадки ладожской серии установлены в нижней части пялкъярвинской свиты. Наибольшая их концентрация наблюдается в районе островов Ристисари, Пусунсари и к юго-западу от о. Хавус. Вкрапленная минерализация представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, ильменитом. Содержание сульфидов в слоях достигает 20 %. Общая мощность сульфидных сланцев в нижней подсвите пялкъярвинской свиты составляет около 300 м. В сульфидных горизонтах в ладожской

серии широко развиты окисные минералы. Изучение металлоносных горизонтов ладожской серии в различных районах Ладожской структуры показало, что они в основном образуются в результате пневматолито-гидротермального литогенеза при проявлении базальтового вулканизма паялькярвинской свиты. В этих породах, как правило, отсутствует гнейсификация, структура неравномернозернистая. При гидротермальных изменениях образуются прожилки карбоната и кварца. Встречающийся калишпат, по-видимому, образуется при наложении региональной гранитизации.

Сравнивая характер минерализации в вулканогенно-осадочных породах сортавальской и ладожской серий, следует признать, что по масштабам оруденения наиболее перспективными являются полиметаллические и колчеданные проявления в туфогенно-карбонатных и углеродсодержащих породах сортавальской серии.

К настоящему времени в составе вулканогенных осадков Ладожской структуры установлены следующие генетические типы [Светов, Свириденко, 2005]:

- 1) сульфидоносные алевроито-пелитовые туфогенные осадки с главными рудными компонентами Ag, Cu, Zn, Au, Pb, Ba, W, Sn;
- 2) углеродистые пелитовые туфогенные и туфогенно-кремнистые осадки (Cu, Zn, Pb, U, Th, V, Pt, Au);
- 3) известково-кремнистые конкреции (Cu, Zn, V, Mo).

Нельзя не отметить, что перечисленные генетические типы имеют признаки полигенности. Они образовались не только в результате вулканического литогенеза, но и претерпели наложенные преобразования, поэтому рассматриваются в качестве полигенных стратиформных. К ним относятся рудопроявления железистых кварцитов, колчеданно-полиметаллические, апатитовые, скарноидно-вольфрамовые, графит-ванадиевые и собственно графитовые.

Источником рудных компонентов вулкано-тектонической структуры являются мантийные глубины Земли, откуда они привносятся мантийными расплавами, газами и флюидами. В земной коре происходит их перераспределение по уровню глубинности и под воздействием наложенных процессов. Следовательно, при их минерагеническом изучении следует выявлять как первичный источник рудопроявления, так и характер наложенных процессов, ведущих к перераспределению рудных компонентов.

Одним из важных объектов Ладожской вулкано-тектонической структуры, требующим специализированного минерагенического исследования, является зона юго-восточного продолжения главного сульфидного пояса Коталахти через рудный район Оутокумпу-Хаммаслахти на территорию Карелии. В главном сульфидном поясе Финляндии сосредоточены как стратиформные, так и вкрапленные медно-никелевые руды в субвулканических ликвидационно-кристаллизационно-расслоенных интрузиях (Kahma, 1973). На территории Карелии на продолжении сульфидного пояса в пределах Ладожской структуры известно ликвидационное расслоение ливвийского магматизма с образованием высокомагнезиальной и высокожелезистой серий пикрит-базальтового магматизма, что сопоставимо с породами Оутокумпу и Хаммаслахти.

Как рудное поле Оутокумпу, так и вулканический Янисъярвинский дол имеют формы наследованного прогиба и разгрузки гидротермальных растворов. На продолжении сульфидного пояса в пределах Ладожской вулкано-тектонической структуры установлено активное проявление фумарально-гидросольфатарной деятельности в людиковийских платобазальтах [Свириденко, 2013а], где под воздействием углеродных и сернистых газов силикатные минералы превращаются в окислы и сульфиды (см. рис. 25). Радикальное преобразование силикатных систем под воздействием флюидно-гидротермальных процессов требует направленного палеовулканологического и минерагенического исследования территории юго-восточного продолжения сульфидного пояса, особенно их высокомагнезиальных плутонических разновидностей, для выработки локальных критериев поиска рудных месторождений.

Рифейское рудообразование приурочено к западной приконтактной зоне Салминского гранитного массива, где развиты проявления оловянно-редкометалльно-полиметаллического оруденения. Здесь выделяются скарновые олово-бериллиевые и олово-полиметаллические месторождения, которые принято считать генетически связанными с гранитами рапакиви. Тем не менее, на основании большого фактического материала, как геологического, так и геохимического, доказано [Свириденко, 1968; Sviridenko, 1994; Свириденко, 2014], что в строении Салминского массива принимают участие два геохимических типа гранитов – граниты рапакиви и редкометалльные граниты.

Граниты рапакиви субщелочные высокобариевые и характеризуются более высоким содержанием CO_2 , SO и CH_4 в отличие от высокорубидиевых биотитовых лейкогранитов, обогащенных фтором и являющихся редкометалльными. Концентрация редких элементов в редкометалльных гранитах (Ta, Nb, Th) примерно в 2 раза превышает среднее содержание перечисленных элементов в гранитах рапакиви Салминского плутона [Свириденко, 2014]. Это необходимо учитывать при минерагенических исследованиях. Кроме того, эманационная дифференциация обогащенного водой, фтором и редкими элементами расплава обеспечивает прикровельное образование редкометалльных рудоносных литий-фтористых гранитов, с которыми широко развиты процессы грейзенизации, чего нельзя сказать о гранитах рапакиви.

Полиметаллы в повышенных концентрациях отсутствуют как в гранитах рапакиви, так и в редкометалльных гранитах. Поэтому оловянно-редкометалльный – полиметаллический тип месторождения, присутствующий вблизи Салминского массива, по-видимому, имеет полихронный характер. Видимо, скарновый тип рудопроявлений относится к свекокарелию, а грейзеновая рифейская минерализация является наложенной.

В связи с образованием Ладожской вулкано-тектонической структуры формируется единая рудно-магматическая система. Для нее характерна зональность как вертикальная, так и латеральная.

Минерагеническая специализация вертикальной зональности базитового магматизма определяется как глубиной магматического источника, так и глубиной кристаллизации магматического расплава. Это общее свойство Ладожской вулкано-тектонической структуры – совмещение разноглубинных магматических пород. При этом главными петрогенетическими процессами плутонического класса магматических месторождений и рудопроявлений являются флюидно-магматическое расщепление, кристаллизационная гравитационная дифференциация силикатных расплавов магматических очагов и локализация их в интрузиях расслоенного типа. Примером может служить интрузия Велимяки, характеризующаяся отчетливой первичной расслоенностью. С ультраосновными породами здесь связаны титаномагнетитовые рудопроявления. Кристаллизация близкого по возрасту базитового магматизма Кааламского массива проходила в малоглубинных условиях [Свириденко и др., 1976] и кристаллизационной дифференциации, так же как и ликвации, в нем не происходило. Интрузия Велимяки имеет глубинный магматический источник, что объясняет основной состав ее исходного расплава.

Наибольшей глубиной магматического источника, видимо, обладают обнаруженные Р. А. Хазовым трубки взрыва в районе Элисенваары [Хазов и др., 2001], содержащие признаки алмазоносности.

Латеральная зональность в распределении оруденения связана с процессами региональной гранитизации, обусловленной мантийным флюидным потоком. От центральной части Ладожской структуры к ее периферии изменяется характер гранитизации и, следовательно, состав флюидного потока. Центральная часть структуры южнее г. Сортавалы является наддиапировой зоной. Региональная гранитизация здесь происходила при повышенной щелочности. Образующиеся граниты характеризуются высоким содержанием бария, что служит критерием высокого содержанием CH_4 , SO , CO_2 во флюидном потоке [Sviridenko, 1994].

Граниты северной краевой части Ладожской структуры высокорубидиевые с повышенной концентрацией водорода и фтора. Под их воздействием происходит перераспределение рудных элементов в металлоносных осадках людиковийского вулканизма сортавальской серии с образованием полиметаллических и редкометалльно-полиметаллических рудопроявлений. Эти флюиды активно участвуют в скарнообразовании. О связи с ними редкометалльного оруденения свидетельствует генетическая связь бериллиевого оруденения в северной краевой части Ладожской структуры (ст. Маткаселька) с высокорубидиевыми пегматоидными гранитами и пегматитовыми жилами.

Латеральная геохимическая зональность не зависит от возраста и по всей вероятности определяется мантийной флюидной неоднородностью. Характер минерагенической зональности должен учитываться при локальном металлогеническом прогнозировании. Если центральная наддиапировая зона Ладожской структуры может считаться перспективной на поиски стронций-барийсодержащего сырья и на алмазы, то краевая северная часть структуры перспективна на поиски полиметаллических и редкометалльных месторождений, а также, возможно, месторождений типа Оутокумпу. Все объекты метаморфогенного класса должны быть изучены с позиции их первичного образования и сущности последующего преобразования под воздействием более поздних наложенных процессов. Это обеспечит локальное прогнозирование конкретных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заложение Ладожской вулкано-тектонической структуры на раннеархейской протоко́ре связано с извержением трех вулканов: Янисъярвинского, Кирьявалахтинского и Туливаранмякского. Интенсивные платобазальтовые излияния привели к формированию на территории структуры базальтового плато. Структура формировалась длительное время. Переменяемость в стратиграфическом разрезе вулканических и терригенных пород свидетельствует о ведущей роли в вулканогенно-осадочном литогенезе вертикальных колебательных движений, при которых вулканические извержения происходили в условиях поднятия, а осадконакопление – в условиях опускания дна бассейна осадконакопления. Изучение базальтового вулканизма сортавальской и ладожской серии позволило выявить его эволюционную направленность и снижение интенсивности в заключительную стадию свекокарельского вулканизма. Завершение свекокарельского цикла происходило в условиях поднятия и региональной гранитизации.

Большую роль в формировании структуры играл флюидный режим вулканизма и региональной гранитизации. Установлено проявление аутометаморфизма при платобазальтовом вулканизме, который заслуживает подробного изучения с целью выявления соответствующего рудопроявления. Установленная латеральная неоднородность флюидного режима при региональной гранитизации также имеет большое значение при изучении процессов рудообразования. Проведенное исследование, базирующееся на многолетнем разностороннем изучении процессов вулкано-плутонизма Приладожья, нельзя считать завершенным. Оно позволило обосновать перспективы дальнейших исследований региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Анортозит-рапакивигранитная формация. М.: Наука, 1978. 294 с.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – главный элемент строения структуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Бережная Н. Г. и др. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 374–392.
- Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Левский Л. К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 231 с.
- Бискэ Н. С. Графитовое оруденение Северного Приладожья (геология и генетические особенности). Петрозаводск, 1987. 172 с.
- Богданов Ю. Б., Савватенков В. В., Иваников В. В., Франк-Каменецкий Д. А. Изотопный возраст вулканитов салминской свиты рифея // Изотопная геохронология и решение проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 71–72.
- Геологический словарь. М., 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 455 с.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 196 с.
- Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Савельева Т. Е. Зональные комплексы докембрия и фанерозоя. Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. С. 37–44.
- Глебовицкий В. А., Вапник Е. А., Седова И. С. Флюидный режим гранитообразования в зонах ультраметаморфизма. Известия АН СССР. Сер. геол. 1991. № 10. С. 44–57.
- Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Бережная Н. Г., Левский Л. К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье. Результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377, № 5. С. 667–671.
- Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Бережная Н. Г., Левский Л. К. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронометрии) // ДАН. 2002. Т. 384, № 5. С. 660–664.
- Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.
- Григорьева Л. В., Шинкарев Н. Ф. Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 41–51.
- Дедеев В. А., Шустова Л. Е. Геоблоки Европейской части СССР. Сыктывкар: Коми Фил. АН СССР, 1976. 52 с.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Иваников В. В., Конопелько Д. А., Пушкарев Ю. Д. и др. Апатитоносные калиевые ультрамафит-мафиты Приладожья – рифейские рифтогенные или раннепротерозойские посторогенные образования. Вестник С.-Петербургского ун-та. 1996. Сер. 7, вып. 4. С. 76–81.
- Иващенко В. И. Скарновое оруденение олова и вальфрама южной части Балтийского щита (минералогия, петрография, генезис). Л.: Наука, 1987. 240 с.
- Иващенко В. И., Овчиникова Л. В., Вороновский С. Н. О генезисе и возрасте апатитоносных пород Элисенварского массива // ДАН СССР. 1985. Т. 280, № 4. С. 973–977.
- Иващенко В. И., Григорьев Т. А., Григорьева Д. Н. Апатитоносные метасоматиты Приладожья // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. М., 1989. С. 110–115.
- Иващенко В. И., Лавров О. Б. Лампрофировые дайки района Акионсалми-Калто (Западное Приладожье) // Геология и магматизм докембрия Карелии: опер.-информ. матер. ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1992. С. 79–82.
- Исанина Э. В., Крупнова Н. А., Шаров Н. В. Структура литосферы вдоль профиля МОВЗ Гдов-Спасская Губа // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 25–35.

Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования Северо-Восточного Приладожья // Вестн. ЛГУ. Сер. Геол. и геогр. 1967. Вып. 2, № 12. С. 62–72.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 2. С. 56–69.

Костомукинский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск, 2015. 320 с.

Котов А. Б., Бибикова Е. В., Неймарк Л. А. и др. О продолжительности тектоно-метаморфических циклов (ТМЦ) // Структурный анализ метаморфических циклов. Тез. докл. Иркутск, 1992. С. 11–12.

Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. О докембрийской земной коре материков (древних щитов), ее становлении и тектонической эволюции // Проблемы тектонического развития раннего докембрия. Л., 1980. С. 139–146.

Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М., 1986. 261 с.

Кулаковский А. Л., Морозов Ю. А., Смольская А. И. Стресс-метаморфизм в докембрии Приладожья // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 19–35.

Ларин А. М., Кутявин Э. П. Возраст иотнийского магматизма Северного Приладожья (Южная Карелия) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1993. Т. 1, № 5. С. 15–19.

Леонов М. Г., Пржиялговский Е. С., Лаврушина Е. В. Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 330 с.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1975. 213 с.

Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука. Сибирское отд., 1981. 183 с.

Лишневский Э. Н. Раннедокембрийские граниты: трехмерные фигуры и положение в структуре земной коры (на примере Карелии) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 23–32.

Лутц Б. Г. Идеи В. В. Белоусова и их развитие в магматической геологии / Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 5. С. 14–24.

Морозов Ю. А. О роли трансгрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

Морозов Ю. А., Гафт Д. Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М., 1985. С. 3–100.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., 1963. 170 с.

Набоко С. И. Металлоносность в областях тектоно-магматической активности. М., 1980. 199 с.

Нагайцев Ю. В. К характеристике метаморфической зональности Ладожской формации // Вестник ЛГУ. Сер. геол. и географ. 1965. № 18, вып. 3. С. 25–33.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Тр. Вост.-Сиб. Геол. ин-та. 1962. Сер. Геол. Вып. 5. С. 77–108.

Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков // Геотектоника. 1975. № 6. С. 3–14.

Первунина А. В. Калевийский вулканогенно-осадочный литогенез Северного Приладожья: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. н. СПб., 2005. 28 с.

Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья) Л., 1967. 139 с.

Ранний докембрий Балтийского щита. Отв. ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 710 с.

Салон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. Бюлл. МОИП. 1971. № 4. С. 3–30.

Салон Л. И. Гнейсо-гранулитовый комплекс – фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол. 1979. Т. 54, № 5. С. 3–17.

Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 2.

Саранчина Г. М. Раннепротерозойский магматизм Приладожья: Автореф. дисс. ... докт. геол. наук. Л., 1969. 35 с.

Светов А. П. Палеовулканология ятулия Центральной Карелии. Л.: Наука, 1972. 118 с.

Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.

Светов А. П. Платформенный вулканизм Карелии (палеовулканологические реконструкции, петрохимия, геодинамика): Автореф. дисс. ...докт. геол.-минер. н. М., 1984. 32 с.

Светов А. П. Неотектонический этап развития Ладожской радиально-кольцевой структуры Салминского центра магматической активности // Нетрадиционные вопросы геологии. VI научный семинар. Тез. докл. М., 1998. С. 22–23.

Светов А. П. Печенгская и Онежская вулкано-тектонические структуры как объекты геолого-геофизического тестирования надочаговых зон мантийного питания ареалов активного докембрийского магматизма // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии. Петрозаводск, 2002. С. 208–212.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карелия, 1992. 151 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Эволюция бимодального магматизма Салминского центра эндогенной магматической активности юго-западной Карелии (Рифтогенез, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии). Петрозаводск, 1999. С. 137–139.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Разноглубинные вулкано-тектонические структуры земной коры Фенноскандинавского щита // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Петрозаводск, 2002. С. 214–216.

Светов А. П., Свириденко Л. П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 357 с.

Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И. Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990. 320 с.

Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, 1968. 116 с.

Свириденко Л. П. Эволюция физических свойств горных пород и минералов при гранитообразовании // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 52–61.

Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.

Свириденко Л. П. Современные проблемы гранитообразования и главные геохимические типы гранитов Карелии // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России: Материалы междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 99–103.

Свириденко Л. П. Ультраметаморфизм и гранитообразование протерозойских надочаговых зон южной окраины Фенноскандинавского щита. Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск; М., 2002. С. 204–206.

Свириденко Л. П. Гранитообразование восточной части Фенноскандинавского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектоно-магматической активизации. Киев, 2008. С. 30–34.

Свириденко Л. П. Граниты рапакиви и гранитообразование в докембрии // Геология Карелии от архея до наших дней. Петрозаводск, 2011а. С. 104–111.

Свириденко Л. П. Тервуский массив гранитов Северного Приладожья, как восточное окончание субширотного пояса свекофеннид // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2011б. № 14. С. 85–91.

Свириденко Л. П. Фумарольно-гидросольфатарная деятельность в людиковийском платобазальтовом вулканизме Северного Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2013а. № 16. С. 76–80.

Свириденко Л. П. Вулканизм и геотектоника Юго-Восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2013б. 212 с.

Свириденко Л. П. Граниты рапакиви Фенноскандинавского щита (на примере Карелии) // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 17–27.

Свириденко Л. П. Флюидный режим Калевальской структуры Фенноскандинавского щита // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2016. Вып. 18. С. 26–29.

Свириденко Л. П. Минерагения Ладожской вулкано-тектонической структуры // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Петрозаводск, 2017. С. 180–187.

Свириденко Л. П., Иващенко В. И., Светов А. П. Минеральные парагенезисы базитов в зоне свекокарельского ультраметаморфизма // Минералогия магматических и метаморфических пород Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 21–41.

Свириденко Л. П., Семенов А. С., Никольская Л. Д. Кааламский массив габброидов и плагиогранитов // Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976. С. 127–140.

Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. И. Гранито-гнейсовые купола Приладожья как магмопроводящие структуры и их металлогеническое значение. Гранитогнейсовые купола. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск, 1983. С. 185–186.

Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. И. Магматизм и рудообразование в эволюции докембрийской земной коры восточной части Балтийского щита. Тез. 27. МГК. М., 1984. Т. 6. С. 319–120.

Свириденко Л. П., Светов А. П. Валаамский силл габбро-долеритов и геодинамика котловины Ладожского озера. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

Свириденко Л. П., Светов А. П. Метаморфизм ареалов докембрийского активного вулканоплутонизма Карелии // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 120–122.

Свириденко Л. П., Хейсканен К. И. Тренды гранитоидов Карелии. Л.: Наука, 1976. 137 с.

Синица С. М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 15–23.

Слабунов А. И. Архейские вулканогенные и метаморфические комплексы Беломорской провинции Фенноскандинавского щита – индикаторы субдукционной геодинамики // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. СПб., 2012. Т. 2. С. 241–243.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1954. Вып. 4. 199 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 226 с.

Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии Юго-Восточного Приладожья // ДАН СССР. 1970. Т. 194, № 3. С. 660–663.

Хазов Р. А. Металлогения Ладожско-Ботнического геоблока Балтийского щита. Л., Наука, 1982. 192 с.

Хазов Р. А. Ладогалиты – новые апатитоносные щелочные породы // ДАН СССР. 1983. Т. 268, № 5. С. 1199–1203.

Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 216 с.

Хазов Р. А., Попов М. Г., Бискэ Н. С., Павлов М. Г. Трубки взрыва ладогалитов, нодули, мегакристаллы и алмазонасность // 300 лет учреждения Приказа рудокопных дел в России. Материалы Междунар. конф. Петрозаводск, 2001. С. 112–119.

Черноморский М. А. Особенности строения и эволюции куполовидных структур Северного Приладожья // ДАН СССР. 1980. Вып. 255, № 1. С. 158–161.

Черноморский М. А. О гетерогенной и полигенетической природе гранито-гнейсовых куполовидных структур древних метаморфических комплексов восточной части Балтийского щита // ДАН СССР. 1984. Т. 274, № 3. С. 687–690.

Шабынин Л. И. О магнезиально-скарновой рудной формации // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: АН СССР, 1966. С. 88–101.

Шаров Н. В., Исанина Э. В., Крупнова Н. А. Структура литосферы вдоль профиля МОВЗ Гдов-Спаская Губа // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 112–121.

Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофиз. журн. 2015. Т. 37, № 5. С. 104–120.

Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли // Геотектоника. 1970. № 4. С. 5–33.

Шинкарев А. Ф., Анищенкова О. Н. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 2. С. 140–144.

Шкодзинский В. С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск, 2018. 244 с.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. Н. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири) // Проблемы связи тектоники и магматизма. М., 1969. С. 47–65.

Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of Southern Tiland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 295–309.

Eskola P. The problem of mantled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London, 1949. Vol. 104. P. 461–476.

Larin A., Amelin Ju., Neumark Z. et al. The origin of Salmi and Uljalegi anorthosite-raparivi granite massifs: constraints from precise U-Pb geochronology and Rb-Sr-Nd isotopic data. 7th international Symposium on rapakivi granites. Helsinki, 1996. Abstract volume. P. 47.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjarvi granulite belt, northern Finland // Bull. of the Geological Society of Finland. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.

Gaal G. 2200 million years evolution: The Baltic Shield. Bull. Geol. Soc. Finl. 1986. Vol. 58. P. 149–168.

Glebovitsky V. A., Baltybayev Sh. K., Kovach V. P. et al. Tectonic evolution of the svecofennian accretional orogen (S Finland and north Ladoga region) / Svekalapko WS. 1997, abstracts. P. 30.

Kahma A. The main metallogenic features of Finland. // Geol. Surv. Finl. Bull. 1973. Vol. 265. P. 28.

Pekkarinen L. J. The Karelian formations and their depositional basement in the Kiihtelysvaara-Värtsila area. East Finland. // Bull. Geol. Comm. Finl. 1979. N 301. 141 p.

Rämö O. T. Diabase dyke swarms and silicic magmatism from Proterozoic of Finland. Mafic Dykes and emplacement mechanisms. Parker, Rickwood and Tucker (eds) 1990. Balkema, Rotterdam, Brookfield.

Rämö O. T., Mänttari I., Vaasjoki M. et al. Age and significance of mesoproterozoic CFB magmatism, Lake Ladoga region NW Russia. Boston, 2001. JSA Annual meeting and exposition. Abstracts with programs. Vol. 33, N 6.

Schreurs J., Westra L. The thermotectonic evolution of a Proterozoic low pressure granulite dome, West Uusimaa SW Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 93, N 2. P. 236–250.

Sviridenko L. P. The evolution of the fluid phase during the crystallization of granite types: Salmi pluton, Karelia, Russia. Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 50. P. 59–67.

Н а у ч н о е и з д а н и е

Свириденко Лината Петровна

**ЛАДОЖСКАЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА
(ГЕОЛОГИЯ, ВУЛКАНОПЛУТОНИЗМ, ТЕКТНИКА)**

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии КарНЦ РАН

Редактор *М. А. Радостина*
Оригинал-макет *Н. Н. Сабанцева*

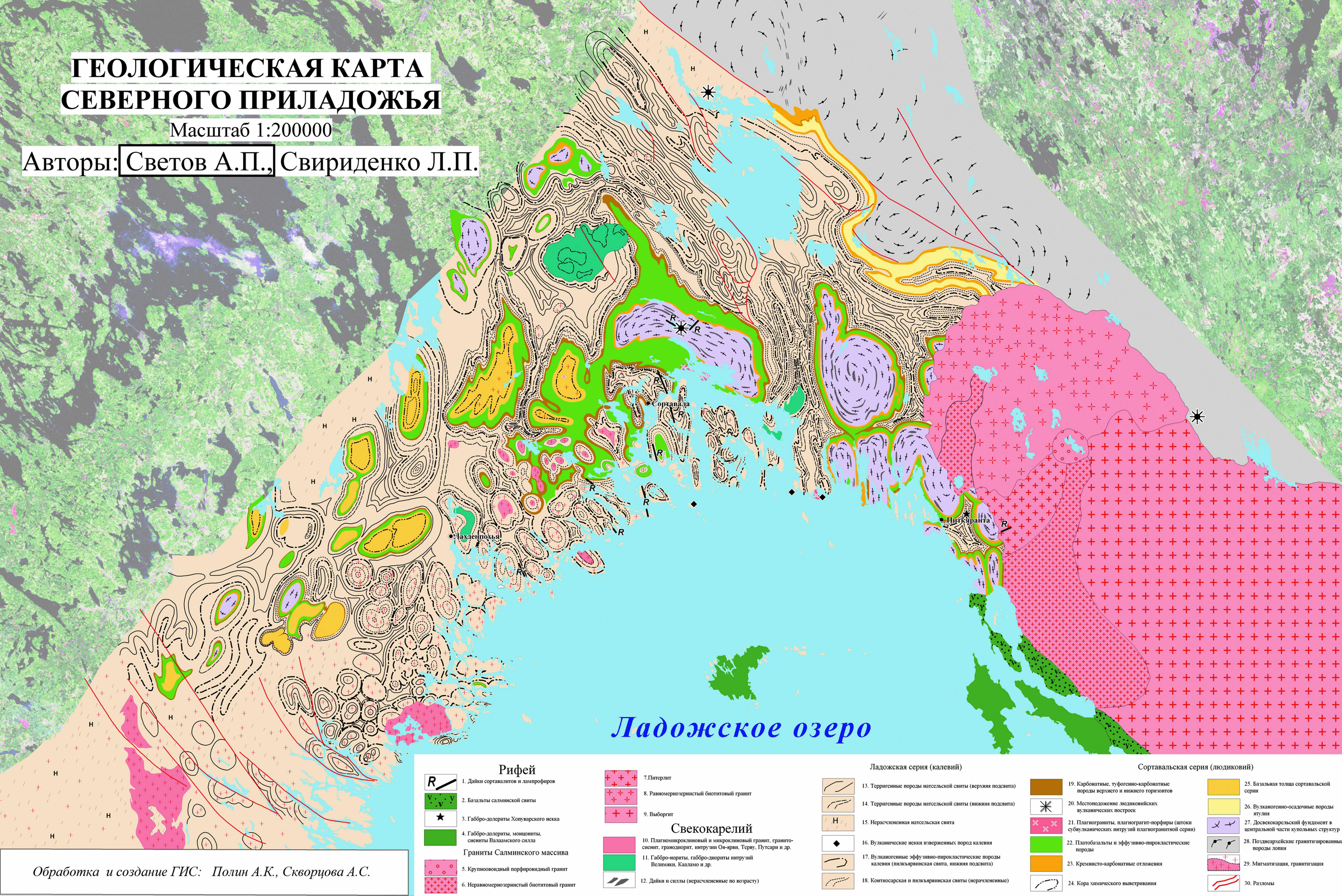
Подписано в печать 27.02.2019. Формат 60×84 ¹/₈.
Гарнитура Times. Уч.-изд. л. 8,2. Усл. печ. л. 11,5.
Заказ № 544

Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
Редакционно-издательский отдел
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Масштаб 1:200000

Авторы: Светов А.П., Свириденко Л.П.



Ладожское озеро

Рифей		Ладожская серия (калевий)		Сортавальская серия (людиковий)			
	1. Дайки сортавалитов и лампрофиров		7.Питерлит		19. Карбонатные, туфогенно-карбонатные породы верхнего и нижнего горизонтов		25. Базальная толща сортавальской серии
	2. Базальты салминской свиты		8. Равномернозернистый биотитовый гранит		20. Местоположение людиковских вулканических построек		26. Вулканогенно-осадочные породы ятуля
	3. Габбро-долериты Хопуварского нека		9. Выборгит		21. Плагиограниты, плагиограгит-порфиры (штики субвулканических интрузий плагиогранитной серии)		27. Довесокарельский фундамент в центральной части купольных структур
	4. Габбро-долериты, монзониты, сиениты Валаамского сила		10. Плагионокрилоиноый и микроклиноый гранит, гранито-сиенит, гранодиорит, интрузии Оя-ярви, Терву, Путсари и др.		22. Платобазальты и эффузивно-пирокластические породы		28. Позднеархейские гранитизированные породы лопия
	5. Крупноовоидный порфиридовидный гранит		11. Габбро-нориты, габбро-диориты интрузий Великий, Кааламо и др.		23. Кремнисто-карбонатные отложения		29. Мигматизация, гранитизация
	6. Неравнозернистый биотитовый гранит		12. Дайки и силлы (неразделенные по возрасту)		13. Терригенные породы натсельской свиты (верхняя подсвита)		14. Терригенные породы натсельской свиты (нижняя подсвита)
					15. Неразделенная натсельская свита		16. Вулканические неки изверженных пород калевия
					17. Вулканогенные эффузивно-пирокластические породы калевия (паякярвинская свита, нижняя подсвита)		18. Контиосарская и паякярвинская свиты (неразделенные)

Обработка и создание ГИС: Полин А.К., Скворцова А.С.